This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

H.
208.5

Google

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

HARVARD COLLEGE
LIBRARY

LIBRARY OF THE
MINERALOGICAL
LABORATORY
UNIVERSITY MUSEUM

HARVARD COLLEGE LIBRARY

BOUGHT FROM THE INCOME OF THE FUND
BEQUEATHED BY
PETER PAUL FRANCIS DEGRAND
(1787-1855)
OF BOSTON

FOR FRENCH WORKS AND PERIODICALS ON THE EXACT SCIENCES
AND ON CHEMISTRY, ASTRONOMY AND OTHER SCIENCES
APPLIED TO THE ARTS AND TO NAVIGATION

Digitized by Google

256

Digitized by Google

Frontispice

Cliché Sandberg — Phototypie Sohier et Cie

La Pierre à Voir et le bassin de réception du Merdensom. Vue prise du Roc de Vence

Digitized by Google

191

ÉTUDES GÉOLOGIQUES

SUR LE

MASSIF DE LA PIERRE A VOIR

(Bas-Valais)

PAR

C. G. S. SANDBERG

DOCTEUR ÈS SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PARIS

IMPRIMERIE H. BOUILLANT

28, RUE SERPENTE, 28

—

1905

Digitized by Google

H20.8.5

July 5, 1922
HARVARD UNIVERSITY
MINERALOGICAL LABORATORY
DEGRAND FUND

Digitized by Google

A MA FEMME

ET

A LA MÉMOIRE DE MES PARENTS

Digitized by Google

Digitized by Google

INTRODUCTION

A la fin du printemps de l'année 1904, j'ai entrepris, sur le conseil de mes maîtres, l'étude du Massif de la Pierre à Voir. Mes recherches, poursuivies sans relâche depuis cette époque, ont eu pour but :

1° D'établir la succession stratigraphique des terrains constituant le Massif, et surtout l'âge des *Schistes de Casanna* qu'on y trouve, et celui des *Schistes lustrés du Val Ferret*, qui traversent la région ;

2° D'étudier les phénomènes tectoniques, et, autant qu'il était possible, le raccordement de certaines nappes avec leurs racines ;

3° De chercher la répartition et la cause de la cristallinité des terrains désignés sous les noms de « Schistes de Casanna » et de « Schistes lustrés » ;

4° De faire une étude pétrographique des roches de la région ;

5° Enfin, de lever une esquisse géologique du Massif.

Je ne suis arrivé à bout d'une tâche aussi compliquée et aussi ardue que grâce aux conseils et à l'appui moral de mes maîtres ; qu'il me soit permis d'exprimer ici ma profonde reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé dans mes travaux.

M. Émile Haug fut mon premier maître au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Paris, et depuis 1902 il n'a pas

Digitized by Google

cessé de suivre mes études en me témoignant le plus cordial intérêt.

M. A. Lacroix a dirigé mes études pétrographiques au laboratoire de Minéralogie du Muséum d'histoire naturelle de Paris en m'honorant de sa précieuse amitié.

M. Ch. Vélain mit à ma disposition les ressources inépuisables de sa haute compétence au laboratoire de Géographie physique de la Sorbonne.

M. Léopold Michel, avec sa bienveillance habituelle, m'a inculqué les premiers principes de la Minéralogie et de la Géologie appliquée.

En Suisse, j'ai profité et largement usé de l'accueil si chaud et si aimable de M. Maurice Lugeon, Professeur de Géologie à l'Université de Lausanne ; il ne m'a pas ménagé ses conseils, aussi bien au laboratoire que sur le terrain.

Je ne saurais oublier non plus l'enseignement si efficace que j'ai reçu à la Sorbonne de MM. Wallerant, Louis Gentil et Berget.

Enfin, je tiens à exprimer ma gratitude à M. Albert de Lapparent pour l'affabilité qu'il m'a toujours témoignée en acceptant maintes fois de discuter avec moi les questions qui me paraissaient les plus obscures et qui, sous son influence bienveillante, s'illuminaient soudain des plus vives clartés.

Digitized by Google

HISTORIQUE[1]

Le Massif de la Pierre à Voir qui fait l'objet de cette étude est compris sur les feuilles XVII et XXII de la Carte Géologique suisse au 1/100000e.

Il est représenté sur les feuilles 485, 486, 526 et 527 au 1/50000e de l'Atlas Siegfried.

La feuille XVII de la carte géologique au 1/100000e a été dressée en 1875 et 1881 par MM. E. Favre et E. Renevier, pour sa partie occidentale, et par H. Gerlach et G. Ischer, pour sa partie orientale.

Les premiers travaux géologiques touchant le Massif remontent à H. B. de Saussure [1] (1779-1799). Dans ses *Voyages dans les Alpes*, il décrit la région qu'il avait parcourue en suivant la vallée de la Drance du Grand-Saint-Bernard à Martigny.

En 1867, A. Favre établit les relations stratigraphiques de plusieurs zones de la région [24].

Dès 1871, H. Gerlach publie de remarquables études sur le Bas-Valais, études restées comme un modèle du genre [26], et beaucoup plus tard, en 1883, paraît dans un ouvrage posthume la description des Alpes Pennines du même auteur.

Ces travaux excitent l'admiration non seulement par la sagacité vraiment prodigieuse de l'observateur, mais encore par la scrupuleuse exactitude de ses relevés cartographiques.

1. Les petits chiffres placés entre crochets dans le texte se rapportent à la liste bibliographique des pages 11 à 22.

Digitized by Google

Plus récemment, en 1894, M. Fr. Graeff [59] fait paraître une étude sur la région située au sud de celle qui nous occupe.

Le livret-guide du Congrès géologique international de 1894 renferme [63] quelques coupes et quelques observations pleines d'intérêt de M. H. Schardt.

Enfin, MM. L. Duparc et E. Ritter publient en 1896 [70] un mémoire sur les Schistes de Casanna dans le Valais.

Tous les travaux dont l'énumération précède, forment une contribution très importante à l'étude du Bas-Valais.

Ils méritaient d'être coordonnés et d'être complétés sur bien des points pour former un travail d'ensemble sur cette intéressante région. C'est là le but que je me suis proposé.

Digitized by Google

BIBLIOGRAPHIE

1. — 1779-1799. H.-B. de Saussure. Voyages dans les Alpes. Précédé d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. 4 vol. in-4°. Neuchâtel.

2. — 1795. Berthoud. Description méthodique d'une suite de fossiles du Mont-Blanc et montagnes avoisinantes faite par le citoyen Berthoud sous les yeux de Werner, professeur de minéralogie à Freiburg. *Journal des Mines*, germinal an III, t. II, 7 et 10, p. 13-14 et 65-79.

3. — 1795. Chrétien de Mechel. Itinéraire du Gothard, d'une partie du Valais et des contrées de la Suisse que l'on traverse ordinairement pour se rendre au Gothard, accompagné d'une carte lithographique des environs de cette montagne, 143 p. in-8°. Bâle.

4. — 1819. Brochant de Villers. Considérations sur la place que doivent occuper les roches granitoïdes du Mont-Blanc et d'autres cimes centrales des Alpes dans l'ordre d'antériorité des terrains primitifs. *Annales des Mines*, t. IV, p. 283-300.

5. — 1834. B. Studer. Geologie der Westlichen Schweizer Alpen. 1 vol. 420 p. in-8°. Heidelberg et Leipzig.

6. — 1835. B. Studer. Essai sur la géologie des Alpes suisses

Digitized by Google

occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1re série, t. VII, p. 225-252.

7. — 1838. Agassiz. Observations sur les glaciers. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1re série, t. IX, p. 407-410 et p. 443-450.

8. — 1839. J.-A. de Luc. Mémoire sur les blocs de granite épars dans les vallées qui entourent la chaîne du Mont-Blanc et, en particulier, dans la vallée de Chamonix. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1re série, t. X, p. 363-378.

9. — 1840. Agassiz. On glaciers and the evidence of their having once existed in Scotland, Ireland, England. *Proc. of the Geol. Soc. of London*, vol. III, Part II, n° 72, p. 327-332.

10. — 1841. A. Favre. Remarques sur les anthracites des Alpes. *Mémoires Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève*, 26 p., 2 pl.

11. — 1841. Fournet. Mémoire sur la Géologie de la partie des Alpes comprise entre le Valais et l'Oisans. *Ann. de la Soc. phys. et d'agric. de Lyon*, t. IV, p. 105-183, 483-560, discussion, 8 sept. 1841, p. 1-32.

12. — 1843. J.-D. Forbes. Travels through the Alps of Savoy and other parts of the Pennine chain with observations on the phenomena of glaciers, 424 p. in-8°. Edimbourg, p. 259-272.

13. — 1847. A. Guyot. Note sur la topographie des Alpes Pennines et le gîte primitif des principales espèces de roches qui se trouvent à l'état erratique dans le bassin du Rhône. *Bull. Soc. Sc. Nat. de Neuchatel*, Janv. 1847, 16 p.

14. — 1849. R.-J. Murchisson. On the Geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians more especially to prove a transition from Secondary to Tertiary rocks and the development of Eocene deposits in Southern Europe. *Quart. Journ.*

Digitized by Google

Geol. Soc. London, Vol. V 1re partie, p. 157-312.

15. — 1850. Ulrich. Die Seitenthæler des Wallis und Mont Rosa. (Carte de G. Studer), Zurich, in-8°, 90 p.

16. — 1851-1853. B. Studer. Geologie der Schweiz, 2 vol. 485 et 497 p. in-8°. Bern. Zurich.

17. — 1852. Ad. Schlagintweit. Ueber den Geologischen Bau der Alpen. Ein Vortrag im Wissensch. Verein zu Berlin. Berlin, 32 p. in-8°.

18. — 1854. D. Sharpe. On the Structure of Mont-Blanc and its environs. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, XI, p. 11-26.

19. — 1856. J. Forbes. Sur les relations géologiques des roches secondaires et des roches primaires de la chaîne du Mont-Blanc. *Arch. des Sc. Phys. et Nat. Genève*, t. XXXI, p. 11-26.

20. — 1861. A. Favre signale deux bancs fossilifères sur le flanc E. du groupe du Mont-Blanc. *C. R. de la 45e Session de la Soc. Suisse de Sc. Nat.* Lausanne.

21. — 1863. G. Theobald. Geologische Beschreibung der Nord-Œstlichen Gebirge von Graubünden. *Beitræge z. geol. Karte der Schweiz*, Coire, 372 p.

22. — 1866. Ch. Lory. Essais sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont-Blanc et le Mont-Viso. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e série, t. XXIII, p. 482-497.

23. — 1866. Ch. Lory et l'abbé Vallet. Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (Savoie). *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 2e série, t. XXIII, p. 480-481.

24. — 1866. G. Theobald. Geologische Beschreibung von Graubünden. *Beitræge zur geol. Karte der Schweiz*, Coire, 359 p.

25. — 1867. A. Favre. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voi-

Digitized by Google

sines du Mont-Blanc, 3 vol. in-8°, atlas de 32 Pl.

26. — 1868. B. Studer, A. Favre. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. *Arch. de Sc. de la Bibl. Universelle*, 20 p. in-8°.

27. — 1871. H. Gerlach. Das Südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landestheilen von Savoien und Piemont. *Beitræge zur geol. Karte der Schweiz*, t. IX.

28. — 1874. Ch. Lory. Coupe de l'Allée-Blanche un peu en amont du lac Combal.

29. — 1876. J.-B. Greppin. Fossiles bajociens dans les mines de pyrites ferrugineuses du Val Ferret. *Act. Soc. Helv. Bâle*, vol. 59, p. 186.

30. — 1878. C.-W. Gümbel. Mitheilungen an Prof. H.-B. Geinitz. *Neues Jahrbuch fur Min. Geol. u Palæont.* p. 383-385.

31. — 1878. Ch. Lory. Profils géologiques de quelques massifs primitifs des Alpes. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXXXVI. p. 996-999.

32. — 1883. H. Gerlach. Die Penninischen Alpen. *Beitræge zur geol. Karte der Schweiz*, t. XXVII. Bern, 159 p.

33. — 1883-84. Ch. Lory. Note sur deux faits nouveaux de la Géologie du Briançonnais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XII, p. 117-120.

34. — 1886. T.-G. Bonney. The anniversary address of the President. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. XXXXII, p. 78-80 et 108.

35. — 1887. Michel Lévy. Sur l'origine des terrains cristallins primitifs. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XVI, p. 102-113.

36. — 1887. D. Zaccagna. Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia.* Vol. XVII, p. 346-420.

Digitized by Google

37. — 1888. C. Diener. S. W. Graubünden. *Sitzb. K. Ac. Wiss. Wien*, vol. 97, p. 33.

38. — 1888. Ch. Lory. Etudes sur la constitution et la structure des massifs cristallins des Alpes occidentales. *Mémoires du Congrès géol. intern. à Londres*, p. 86-103, 1 pl.

39. — 1889. T. G. Bonney. Notes on two traverses of the cristalline rocks of the Alps. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. XLV. p. 96-97.

40. — 1890. Michel Lévy. Etudes sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc, 26 p. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* n° 9.

41. — 1890. E. Renevier. Monographie Géologique des Hautes Alpes Vaudoises et parties avoisinantes du Valais. *Mat. C. Géol. Suisse*, 16e vol., 562 p.

42. — 1891. C. Diener. Der Gebirsgsbau der West-Alpen, 243 p. in-8, Vienne.

43. — 1891. A. Heim. *Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse*, tome 25, p. 150-152, 312-316.

44. — 1891. C. Schmidt. Beitræge zur Kenntniss der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1.100.000 auftretenden Gesteine. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz*, t. XXV, 76 p.

45. — 1891. P. Termier. Études sur la constitution géologique du massif de la Vanoise. *Bull. Cart. Géol. Fr.*, t. II, n° XX, 147 p., 9 pl., 1 carte.

46. — 1892. Michel Lévy. Étude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais, des Gets aux Fenils. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. III, n° 27, p. 431-447.

47. — 1892. D. Zaccagna. Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie. *Boll. del R. Com. Geol. Italia*, série III, vol. III, fas. 5, p. 175-244.

Digitized by Google

48. — 1893. L. Duparc et L. Mrazec. Sur l'extrémité N. E. du massif du Mont-Blanc. *C. R. Ac. des Sc.*, Paris, t. CXVII, p. 705-706.

49. — 1893. H. Golliez. Constatation des anciens plissements précarbonifères. *Eclogæ Geologicæ Helvetiæ*, t. IV, p. 106-109.

50. — 1893. Michel Lévy. Contribution à l'étude du granite de Flamanville. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. V, n° 36, p. 317-355.

51. — 1893. A. Lacroix. Les enclaves des roches volcaniques. in-8, 710 p., 8 pl. Paris.

52. — 1893. H. Schardt. Observations géologiques au Mont Catogne et au Mont Chemin. *Archives des Sc. phys. et nat. de Genève.* — *Ecl. Geol. Helv.* t. IV. n° 15, p. 120.

53. — 1893. H. Schardt. Sur l'origine des Préalpes romandes. *Archives des Sc. phys. et nat. de Genève*, 3e période, t. XXX, n° 12.

54. — 1893. Ch. Tarnuzzer. Wanderungen in der Bünderischen Triaszone. *Jahres Ber. naturf. Gesellsch. Graubündens*, XXXVI, p. 1-64.

55. — 1893. P. Termier. Sur le Permien du Massif de la Vanoise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XXI, p. 124-133.

56. — 1894. Marcel Bertrand. Études dans les Alpes Françaises (Structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphiques). *Bull. Soc. Géol. France.* 3e série, t. XXII. Pl. IV, V et VI, p. 69-162.

57. — 1894. L. Duparc et E. Ritter. Commnuciation sur la nature pétrographique du Carbonifère de la zone du Mont-Blanc, *Arch. des Sc. Phys. et Nat.* 3e pér. t. XXXI, Genève, p. 99-103.

58. — 1894. L. Duparc et E. Ritter. Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région N. O. de la première zone alpine. *Mémoires de la*

Digitized by Google

Soc. de Phys. et d'Hist. nat. Genève, t. XXXII, 1re partie, n° 4, 35 p.

59. — 1894. Fr. Graeff. Geologische und petrographische Studien in der Mont-Blanc Gruppe. *Ber. der Naturf. Gesell. zu Freiburg i. B.*, t. IX, fac. 2. p. 71-109.

60. — 1894. É. Haug. Les régions naturelles des Alpes. *Annales de Géographie.* 3e année, p. 150-172, 1 carte.

61. — 1894. É. Haug. L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. *Arch. Sc. phys. et nat.* 3e pér., t. XXXII, n° 8. Genève, p. 154-173.

62. — 1894. E. Renevier et H. Golliez. Voyage géologique au travers des Alpes centrales et occidentales de la Suisse. *Livret-guide Congrès géol. int. Zurich*, p. 197-233.

63. — 1894. H. Schardt. Excursions géologiques au travers des Alpes occidentales Suisses. *Livret-guide Congrès géologique international. Zurich*, p. 171-195, 1 pl. X.

64. — 1894. P. Termier. Le massif des Grandes-Rousses (Dauphiné et Savoie), *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VI, n° 40. 5 pl. et 1 carte, p. 169-297.

65. — 1895. L. Duparc et L. Mrazec. Nouvelles recherches sur le massif du Mont-Blanc. *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, t. XXXIV, p. 312-327 et 413-436.

66. — 1895. Rothpletz. Ueber das Alter der Bündner Schiefer. *Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesell.*, t. XLVII, Berlin, p. 1-56. 2 pl.

67. — 1895. H. Schmidt. Géologie de Zermatt et Géologie de la région du Simplon. *Compte rendu Trav. Soc. Helv. Sc. Nat.* Zermatt. — *Arch. Sc. Phys. et Nat.* 3e pér., t. XXXIV, p. 483-491. — *Eclog. Geol. Helv.*, t. IV, p. 367-375.

67a — 1895. H. Schardt. Profil géologique et tectonique du Simplon. *Ecl. Geol. Helv.*, p. 190.

Digitized by Google

68. — 1895. G. Steinmann. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. *Berichte der Naturf. Gesell. zu Freiburg j. B.*, t. IX, n° 3, p. 145-263.

69. — 1896. Marcel Bertrand et E. Ritter. Sur la structure du Mont-Joly, près Saint-Gervais (Haute-Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, CXXII, 10 fév., p. 289-293.

70. — 1896. L. Duparc et E. Ritter. Étude pétrographique des Schistes de Casanna du Valais. Première note. *Arch. des Sc. Phys. et Nat.*, Genève, 4e pér., t. II, p. 47-49.

71. — 1896. J. W. Gregory. The Schistes lustrés of Mont-Jovet (Savoy). *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, t. LII, p. 1-11.

72. — 1896. É. Haug. Etudes sur la Tectonique des Alpes Suisses. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XXIV, p. 535-594, pl. XXIII.

73. — 1896. A. Heim. Stauungs-Metamorphose an Walliser Anthraciten und einige Folgerungen daraus. *Festschrift. Naturf. Gesellsch. Zürich*, t. II, p. 354-365, 3 fig.

74. — 1896. M. Lugeon. La région de la brèche du Chablais, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. VII, n° 49, p. 337-646, 6 pl. et 1 carte.

75. — 1896. Michel Lévy. Sur quelques particularités de gisement du porphyre bleu de l'Esterel. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XXIV, p. 123-128.

76. — 1897. É. Haug. Le problème des Préalpes. *Revue génér. des Sc.*, t. IX, 15 sept., p. 699-705.

77. — 1897. E. Ritter. La bordure S. O. du Mont-Blanc. Les plis couchés du Mont-Joly et ses attaches. *Bull. Serv. Carte Géol. de Fr.*, t. IV, n° 60, 232 p.

78. — 1898. L. Duparc et L. Mrazec. Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc, *Mémoires de la Soc. de phys. et d'hist. nat. Genève*, t. XXXIII, n° 1, 227 p.

Digitized by Google

79. — 1898. L. Duparc et F. Pearce. Sur le poudingue de l'Amône dans le Val Ferret, Suisse. *C. R. Ac. Sc.* Février. CXXVI, p. 551-556.

80. — 1898. S. Franchi. Sull' età mesozoica della zona delle Pietre Verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, p. 173-248 et 325-482.

81. — 1898. F. Pearce. Recherches sur le versant S. E. du Massif du Mont-Blanc. *Arch. Sc. phys. et nat.*, Genève, VI, p. 56-89, 134-159, 257-275, 320-339.

82. — 1898. H. Schardt. Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses. *Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat.* Vol. XXXIV, n° 128. 113-219 p., 1 pl. 1 carte.

83. — A. et H. Schlagintweit. Neue Untersuchungen über die physicalische Geographie und die Geologie der Alpen, p. 60-85, in-8°.

84. — 1899. P. Termier. Les nappes de recouvrements du Briançonnais. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3e série, t. XXVII, p. 47-84, 1 pl.

85. — 1899-1900. F. A. Forel. Jean-Pierre Perraudin, le précurseur glaciariste (1815). *Ecl. Geol. Helv.*, t. VI, p. 169-175.

86. — 1900. L. Duparc. Schistes cristallins des Alpes (en particulier les Schistes de Casanna). *Comptes rendus Soc. Phys. et Hist. nat.*, Genève, XX, p. 486.

87. — 1900. É. Haug. Les géosynclinaux et les aires continentales, contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVIII, p. 617-711.

88. — 1900. A. Heim. Gneissfæltelungen in alpinem Centralmassiv. Ein Beitrag zur Kenntniss der Stauungsmetamorphose. *Viertelj. naturf. Ges. Zürich*, XLV,, p. 205-220, 2 pl.

89. — 1900. A. Schardt. Encore les régions exotiques. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. XXXVI, n° 136. p. 147-169.

90. — 1901. A. Bonard. Étude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de

Digitized by Google

Morcles, 85 p. *Bull. lab. de géol., géogr. phys., min. et paléont. de l'Université de Lausanne.*

91. — 1901. L. Duparc. Sur la classification pétrographique des Schistes de Casanna et des Alpes valaisannes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXII, p. 1237-1239, 20 mai.

92. — 1901. M. Lugeon. Recherches sur l'origine des Vallées des Alpes occidentales. *Ann. Géog.*, t. X ,p. 295-317 et p. 401-428.

93. — 1901. P. Termier. Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.* CXXXIII, p. 841-844, 18 nov.

94. — 1902. R. Helbling. Die Erzlagerstätten des Mont-Chemin bei Martigny im Wallis. 39 p. in-8°, 2 pl. Thèse, Bâle.

95. — 1902. Maurice Lugeon. Les grandes nappes de recouvrements des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. Géol. de France*, 4e série, t. I, p. 723 à 825, pl. XIV-XVII.

96. — 1902. P. Termier. Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e s., t. II, p. 411 à 432, pl. XII et XIII.

97. — 1903. É. Haug. Notice sur les travaux scientifiques de M. Émile Haug. Paris, 96 p.

98. — 1903. É. Haug. Sur les racines de quelques nappes de charriage des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 1307-1308, 28 déc.

99. — 1903. H. Schardt. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon. Lausanne, in-4°, 119 p.

100. — 1903. P. Termier. Les nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e série, t. III. p. 711 à 765, pl. XXII-XXIII.

101. — 1903. P. Termier. Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mémoires pour servir à l'explica-*

Digitized by Google

tion de la Carte géol. dét. de la France. Paris, 182 p. in-4°.

102. — 1903. P. Termier. Les Schistes cristallins des Alpes occidentales. *C. R. Congrès Int. Géol. de Vienne*, 20 p.

103. — 1903. P. Termier. Sur la structure des Hohe Tauern (Alpes du Tyrol). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 873-875, 23 nov.

104. — 1903. P. Termier. Synthèse géologique des Alpes Orientales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 939-941, 30 nov.

105. — 1903. P. Termier. Sur quelques analogies de Faciès géologique entre la zone centrale des Alpes Orientales et la zone interne des Alpes Occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 807-808, 16 novembre.

106. — 1903. I Giacimenti di Antracite nelle Alpi occidentali Italiane. *Memorie descrittive de la carta geologica d'Italia*, vol. XII, Mémoires de divers auteurs réunis en 1 vol., 14 pl. 232 p.

107. — 1904. É. Haug. Sur les racines des nappes de charriage dans la chaîne des Alpes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVIII, p. 60-62, 4 janv.

108. — 1904. É. Haug. Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. *Comptes-rendus IXe Congrès géol. int. de Vienne*, 1903, p. 493-506.

109. — 1904. W. Paulcke. Geologische Beobachtungen im Anti-Rhæticon. *Berichte der Nat. Gesell. z. Freib. in B.*, p. 257 à 298, 1 carte.

110. — 1904. H. Schardt. Note sur le profil géologique et la tectonique du Massif du Simplon comparés aux travaux antérieurs. *Eclogæ Geol. Helv.*, vol. VIII, n° 2, p. 173-200, 1 pl.

111. — 1904. E. Suess. Sur la nature des charriages. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXIX, p. 714-716, 7 nov.

112. — 1905. G. Geyer. Ueber die Granitklippe mit dem Leopold

Digitized by Google

von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. *Verhandl. K. K. Geol. Reichsanst.*, nos 17 et 18 (1904), p. 363-390.

113. — 1905. M. Lugeon. Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne). Les massifs du Torrenthorn et du Balmhorn, *Eclogæ Geol. Helv.*, vol. VIII, n° 4, p. 421-433.

114. — 1905. C. G. S. Sandberg. Sur l'Âge du granite des Alpes occidentales et l'origine des blocs exotiques cristallins des Klippes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXL, p. 1072-1073, 10 avril.

Digitized by Google

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Limites. — Le Massif de la Pierre à Voir s'étend dans le Bas-Valais, entre la Vallée du Rhône au N., la Vallée de la Printze à l'E., le massif gneissique du Mont Chemin à l'W., la Vallée de Bagnes au S., jusqu'un peu en aval de Lourtier, et une ligne passant par l'Alpe de Louvie, le col du même nom, et le glacier du Grand Désert pour aboutir à la Vallée de la Printze.

Le territoire ainsi limité peut être divisé en deux parties : à l'occident, une arête montagneuse dont l'axe S.W-N.E. s'infléchit rapidement vers l'E. pour devenir bientôt E.W. et aboutir à la Tête des Établons. Vers l'orient un imposant massif couvre le pays dépassant les limites assignées à ce travail à l'E. de la Vallée du Saas. Il est dominé par de hauts sommets couronnés de neiges éternelles, tandis que leurs pentes sont couvertes de glaciers.

Hydrographie et formes du terrain. — Le Massif de la Pierre à Voir, y compris le Mont Chemin, comprend, au point de vue physique et hydrographique, trois régions nettement différenciées : à l'W., une région cristalline privée de cours d'eau; au centre, les pentes sont érodées par les torrents dès le voisinage de la crête; enfin, à l'E., le versant S. est raviné par de nombreux torrents, tandis que, sur les pentes septentrionales, des rivières

Digitized by Google

torrentielles, affluents du Rhône, poussent leurs eaux de tête de plus en plus vers le S. [15].

Si l'on veut comparer les profils transversaux des vallées de ce massif, il faut tenir compte de ce fait, que la schistosité des roches est grossièrement parallèle à la stratification. Les couches s'inclinent vers le S.E, leur ligne de plus grande pente N.W.-S.E., faisant avec l'horizon un angle moyen de 45 à 70°.

Le Rhône a atteint, dans cette partie de son cours, la période de vieillesse. Il ne creuse plus et se contente de charrier les apports de ses affluents. plus jeunes et très actifs, en alluvionnant les rives de ses méandres. Sa vallée a la forme en **U** caractéristique des vallées glaciaires.

La Drance de Bagnes, rivière jeune et active, ainsi que l'atteste le profil très net en **V** de sa vallée, a, par son cône de déjection qui supporte les deux Martigny, repoussé les eaux du Rhône jusqu'au pied gneissique de la Dent de Morcles, à l'E. du brusque coude de la grande artère Valaisanne [13]. Elle sort du confluent des glaciers d'Otemma et de la Crête Sèche, sur la pente N.W. du Mont de la Balme, et s'alimente à droite aux glaciers de Brancy, de Giétroz, etc., à gauche, à ceux du Mont-Durand, Zesseta et Corbassières, etc. Coulant d'abord vers le N.N.W., elle s'incline peu à peu au N.W., puis en aval de Châble se dirige franchement vers l'W. jusqu'au delà du Borgeau, où, par un coude brusque, elle pique vers le N.E. jusqu'à son confluent avec le Rhône.

Son seul affluent important est la Drance d'Entremont, qui, née elle-même de la Drance de Ferret réunie à la Drance d'Entremont à Orcières, vient du S. et se jette dans la Drance de Bagnes, à l'E. de Sembrancher.

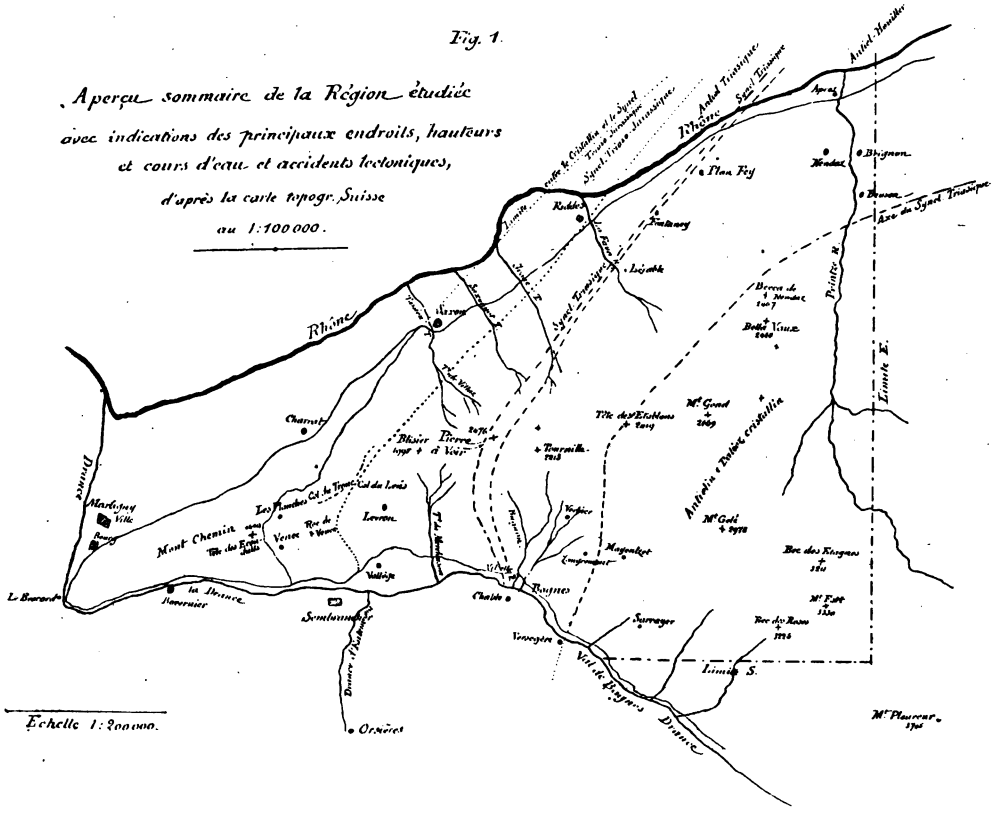
Au S. de Lourtier la Drance de Bagnes court parallèlement à la ligne de plus grande pente des strates; sa gorge est étroite et en forme de **V**. En aval de Lourtier, au contraire, elle se courbe de plus en plus vers l'W. en rongeant le pied du Massif de la Pierre à Voir. Jusqu'au Brocard sa vallée est dissymétrique; elle attaque surtout sa rive gauche.

Les vallées de la Printze et de la Fara présentent la particu-

Digitized by Google

larité très nette d'une surimposition du relief : ce sont des vallées glaciaires en forme d'**U** dans lesquelles le cours d'eau s'est creusé un lit profond affectant très nettement la forme en **V** et se transformant même encañon.

En supposant ces cours d'eau des versants N. et S. soumis à



un régime analogue : précipitations atmosphériques égales, pentes et niveaux de bases identiques, les seconds effectueront un travail plus considérable parce que leurs eaux désagrégeront plus facilement la roche en agissant dans le sens du plongement des strates tandis que les premiers les attaqueront par la tranche.

Des exemples de ces modes de creusement nous sont fournis, d'une part, par la Printze et la Fara, les torrents Saxonnet, d'Icone et de Vellaz; d'autre part, par la Drance, le Merdensom (avec exa-

Digitized by Google

gération du phénomène), les torrents de Villette et de Châble. Les bassins de réception où en raison de l'étroitesse et de la pente des goulets, l'attaque est la plus énergique, s'élargissent rapidement, augmentant ainsi le volume d'eau entraîné.

La disposition des strates détermine aussi un modelé spécial des versants. Le versant exposé au N. offre une pente assez vive; par contre, le versant S. est en pente douce interrompue de très larges gradins. Il résulte de ce fait, qu'en admettant des précipitations atmosphériques égales sur chaque versant, si nous considérons deux surfaces topographiquement égales sur chacun d'eux, celle du versant S. recevra sensiblement plus d'eau ou de neige que celle du versant N. Le ruissellement y sera donc plus important. De plus, l'eau ruisselant sur les pentes du N. pénètrera dans les roches, et en suivant la ligne de plus grande pente des couches, viendra souterrainement envahir le domaine du versant S. où, si son action n'est pas considérable, elle a du moins pour effet de favoriser l'action des agents superficiels évidemment plus actifs.

D'autres causes facilitent encore le travail de l'érosion. Les forêts de pins et de mélèzes qui recouvrent les pentes du N. protègent le sol des rayons du soleil, par leur feuillage et la litière déposée à leur pied, tandis qu'au midi l'absence de végétation favorise l'action dessicatrice du soleil. La limpidité de l'atmosphère due autant à la sécheresse de l'air qu'à l'altitude considérable du massif vient encore, en permettant des écarts considérables de température, ajouter à cette action. La désagrégation due au gel et au dégel est donc là un facteur important de l'érosion.

C'est donc sur les flancs méridionaux des montagnes que se trouveront les reliefs les plus caractéristiques; l'érosion, en faisant disparaître les couches tendres, laissera en saillie les roches les plus dures.

Examinons à ce point de vue trois régions naturelles bien nettes :

1° Dans le massif du Mont Chemin les schistes, redressés presque verticalement, sont lardés de filons porphyriques et amphiboliques [63], qui contribuent à accroître la stabilité de l'ensemble en diminuant le contraste entre les deux versants.

Digitized by Google

Néanmoins il est facile de constater que le versant N. s'y modifie moins que celui du S., où les fissures, suivant les plans de schistosité, occasionnent des éboulements fréquents. A l'aval de Bovernier, la Drance fut récemment obstruée par un écroulement de ce genre.

Les flancs du Mont Chemin, de l'entrée W. de la galerie de la Monnaie aux Trappistes, sont traversés de nombreuses venues amphiboliques et porphyriques, et là encore la Drance coule dans une étroite vallée dominée par une paroi verticale haute de trois cents mètres.

2° Entre le massif du Mont Chemin à l'W. et les Crevasses à l'E. apparaît nettement le contraste entre la topographie des

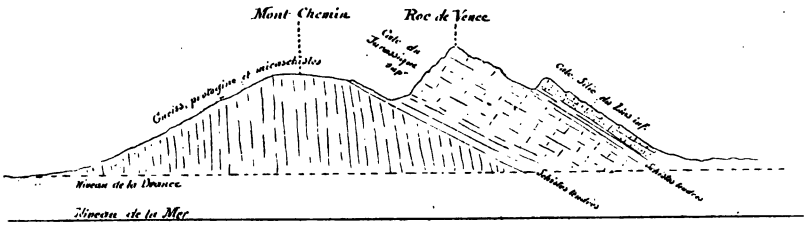


Fig. 2. — Coupe schématique montrant le relief du Mont Chemin et du Roc de Vence. Échelle: 1/75000.

roches tendres et celle des roches dures (fig. 2), contraste identique à celui qui se manifeste ailleurs entre les deux versants nord et sud. En effet, à l'occident, le massif du Mont Chemin représente la roche dure avec son squelette filonien et à l'orient les Crevasses (ou roc de Vence), avec leurs calcaires très compacts et peu sériciteux, lui servent de pendant. Entre les deux massifs l'érosion a libre jeu sur des schistes très laminés, assez sériciteux et très délitables. Les formes du terrain deviennent ici typiques, malgré l'absence de tout cours d'eau permanent.

De même, entre ces mêmes calcaires compacts et les calcaires siliceux situés plus à l'E. (Dalles de Sembrancher), s'intercalent des assises plus tendres, plus facilement attaquables, ainsi que le démontre leur profil.

C'est au-dessous et au S. W. de la dent de la Pierre à Voir, dans le bassin de Merdensom, que s'accentuent les phénomènes

Digitized by Google

de l'érosion (pl. II, coupe 3). Le Merdensom n'est qu'un torrent de faible débit, mais son bassin de réception s'étale sur des roches très friables, sériciteuses, limitées vers l'E. par un calcaire bréchoïde à éléments recimentés. L'érosion a donc pu creuser facilement cet immense cirque en isolant la fameuse dent de la Pierre à Voir, comme le montre la photographie placée en frontispice à ce travail.

3° Plus à l'est enfin, le sol est constitué dans son ensemble par des roches de dureté presque semblable jusqu'à la Tête des Établons, où surgissent tout à coup des quartzites beaucoup plus durs que les schistes qui les avoisinent. Dans cette région en forme de cuvette, les quartzites et les calcaires de la Tournille restent en saillie ; la présence du gypse est soulignée par des concavités (le Creuzier).

A la suite de cette zone de quartzites s'étend, vers le N. E., l'E. et le S. E., un pays montagneux aux cimes couronnées de neiges éternelles d'ou descendent de magnifiques glaciers.

Blocs erratiques. — Ce n'est pas ici le lieu de discuter les nombreuses théories élaborées pour expliquer la dispersion des blocs erratiques à des distances énormes des roches en place correspondantes [13 et 25]. Mais il n'est pas hors de propos de remarquer que depuis longtemps cette question a attiré l'attention des géologues. Dès 1779, de Saussure mentionne que l'abbé Munith, curé de Liddes, attribue les blocs erratiques de la vallée de la Drance, jusqu'à Martigny « à l'écroulement de la montagne dans les temps modernes [1] » ; il plaçait leur origine à la pointe d'Ornex.

D'autres théories furent émises : entre autres, celle des lacs étagés et de la débâcle générale, due à Élie de Beaumont ; celle des courants profonds et des rapides, due à J. A. de Luc [8], admise par Studer [6] et combattue ardemment par Agassiz [7] et Guyot [13], partisans de la théorie, admise généralement aujourd'hui, qui voit dans les roches erratiques des blocs exotiques transportés par les glaciers, théorie exprimée pour la première fois en Suisse, par Perrodin et Venetz [88].

Digitized by Google

Je ne crois pas non plus devoir énumérer les conceptions formulées pour prouver et expliquer les diverses extensions glaciaires.

L'existence des blocs erratiques dans la région que nous étudions, est connue depuis bien longtemps. C'est ainsi que leur présence a été signalée, en 1818, au col du Levron, par Escher de la Linth, autour de Vence et sur le pas de Lens, par A. Favre [25].

J'ai rencontré moi-même des blocs erratiques presque jusqu'au sommet du Roc de Vence (Crevasses), à un millier de mètres au-dessus de la Drance et à plus de dix kilomètres du point le plus rapproché dont ils pouvaient provenir.

Il importe ici d'insister sur ce fait que parmi les blocs erratiques prédomine une roche vert-émeraude entièrement cristalline appartenant à la série des *Schistes de Casanna* décrite plus loin.

Tous les géologues savent qu'il est rare de rencontrer cette roche en place. Les habitants du pays ne connaissent presque pas d'affleurements certains de cette roche. Je ne l'ai trouvée ainsi qu'une seule fois, au sommet du glacier de La Chaux. J'ai donc quelques doutes quant à son origine purement glaciaire et j'admettrais volontiers que la présence de ces blocs loin de leur origine peut être due, tout au moins en partie, à des phénomènes d'ordre tectonique.

Dépots glaciaires. — On trouve, en outre, sur les pentes des montagnes et au fond des vallées, des dépôts plus ou moins importants de cailloux et de limons glaciaires recouvrant les roches du substratum et recouverts souvent eux-mêmes d'éboulis récents dus à la désagrégation des roches sur place. Dans la partie occidentale ainsi que sur les pentes bordant la vallée du Rhône, du col des Planches à Saxon, ce sont surtout les couches du Malm, qui ont fourni ces éboulis souvent considérables. Ailleurs, la roche recouverte par les éboulis est identique à celle qui les a formés.

La grande extension glaciaire qui a précédé la période actuelle a abandonné comme témoins ces anciennes moraines souvent encore à peine déformées par l'érosion.

Digitized by Google

Le recul général des glaciers (à quelques exceptions près) dans ces derniers quatre-vingts ans a laissé en avant de leur front des moraines bien délimitées, dans lesquelles la « glace morte » est à peine disparue. Le glacier du Grand Désert, dans la vallée de la Printze, en donne de beaux exemples. Tous les glaciers actuels montrent plus ou moins ce même phénomène. Ces moraines latérales ou frontales sont dénudées; la végétation n'a, pour ainsi dire, pas encore eu le temps de s'y établir.

On trouve aussi des cirques glaciaires avec leur cortège de moraines latérales, médianes et frontales, dans des thalwegs où il n'existe plus le moindre glacier. C'est ainsi que sur les pentes septentionales du Mont Gelé, le lac des Vaux occupe le fond d'un tel cirque; des cirques analogues sont occupés par des lacs sur le flanc S.W du Mont Gond, sur le versant W. du Becca de Nendaz, sur les pentes S.E de la Bella Vaux; au dire des gens du pays, des glaciers occupaient encore quelques-uns de ces cirques il y a cinquante ans.

La dernière période glaciaire a laissé de remarquables traces dans la vallée de la Printze : le village de Cleibe (alt. 1,274 mètres), récemment détruit par un incendie, était bâti près du sommet oriental et sur l'arête d'une magnifique moraine frontale qui, traversant sous un angle de 45° la vallée de la Printze, s'appuie à sa naissance sur la rive gauche, à l'W. de Beuson, et se termine au S.W. du château de Brignon.

En remontant la vallée on rencontre des moraines moins importantes, par exemple celle de Planchouet, pour arriver à celle située au N. de l'Alpe de Tortin (2,046 mètres), comparable à celle de Cleibe. Elle part de la rive gauche de la vallée de la Printze, sur les flancs du Mont Gelé et s'appuie sur la rive opposée au N.N.E. des chalets de l'Alpe du Tortin; elle est traversée près de là par la Printze. Vers ce même point un torrent la sépare de la terminaison d'une moraine médiane située entre la Printze et l'affluent de cette rivière descendant du glacier du grand Mont Fort. En amont de ce point, le paysage morainique typique règne en maître jusqu'au pied du glacier et la végétation diminue de plus en plus pour, enfin, complètement disparaître.

Digitized by Google

Mais le paysage morainique le plus caractéristique est celui qui se déroule dans les Monts de Sion, entre le versant W. du Mont Gelé, au N., et le Bec des Roxes au S. Des immenses glaciers qui durent remplir ce cirque gigantesque, il ne reste que le petit glacier de la Chaux, au N. du Bec des Roxes. Les fleuves glaciaires, exutoires des mers de glaces, se sont déversés dans la vallée de Bagnes en abandonnant d'imposantes moraines.

Le glacier du versant W. du Mont Gelé s'est déversé dans la vallée de Bagnes en passant au N. de l'Alpe de Vatzeret et la plaine de Verbier-Medière-Clambin au-dessus de Châble. Celui des Monts de Sion a coulé par l'Alpe de la Chaux-Sarrayer; il constitue le prolongement disparu du glacier actuel. Enfin, la cuvette aplatie de Levron paraît être aussi un ancien cirque glaciaire.

Digitized by Google

TABLEAU STRATIGRAPHIQUE SOMMAIRE

de la Région étudiée

Voici un aperçu sommaire des terrains qui prennent part à la constitution géologique de la région, en commençant par les plus anciens.

Précarboniférien. — Il n'est pas absolument indiscutable que ce terrain soit représenté dans la région.

Anthracolithique.— L'Anthracolithique est composé de schistes noirs sériciteux, souvent chargés de pyrite de fer ($Fe\ S^2$). Ce sont des phyllades et des grès plus ou moins grossiers, mais n'affectant pas le caractère de conglomérats. Les grès sont de couleur grisâtre, très schisteux et sériciteux. La disparition de la pyrite dans les schistes noirs, détermine dans la roche de grandes cavités cubiques aux parois tapissées de limonite. Les schistes sont laminés et plissotés à l'excès; ils sont imprégnés de matière organique végétale. Il donnent naissance à une nappe aquifère importante.

Ce terrain renferme des filons d'anthracite, broyés, laminés, en chapelets. L'anthracite est terreux et brûle avec peine. Du graphite accompagne souvent l'anthracite, mais il est très disséminé et ne constitue que rarement des plaques de dimensions utilisables.

Vers le bas, et aussi vers l'intérieur de la chaîne alpine, cette série devient de plus en plus cristalline, se transformant graduelle-

Digitized by Google

ment en une roche cristalline connue sous le nom générique de *Schistes de Casanna.*

Cette roche est un complexe de schistes métamorphiques de couleur verdâtre, gris, vert et vert foncé, à structure cristalline, très chargés de chlorite, épidote, etc., à concrétions quartzeuses fréquemment en assez gros nodules. Ces schistes sont très friables, facilement attaquables par les agents atmosphériques; ils sont excessivement plissotés, surtout la variété vert clair. Vers la base ils se transforment graduellement en de vrais gnéiss [70].

Trias inférieur. — La base du Trias est formée de quartzites compacts, chloriteux et sériciteux de couleur très claire. Ils reposent directement sur les schistes noirs du Houiller.

Trias moyen. — Schistes luisants. bigarrés, verts, lilas, rouges, etc., chargés souvent de cristaux de pyrite en cubes parfaits. Ces schistes alternent fréquemment avec des gypses quelquefois chargés de calcaire dolomitique bréchoïde, ou bien finement grenus, saccharoïdes et stratifiés.

Trias supérieur. — Le calcaire dolomitique du Trias supérieur est souvent brèchoïde, blanc, blanc-jaunâtre, renfermant communément des cristaux d'albite [27]; quelquefois il est franchement cristallin et traversé par des filons de quartz. Sur plusieurs points il alterne avec des cargneules, roches poreuses rappelant la meulière par leur aspect extérieur.

Trias supérieur - Lias inférieur, pouvant aller jusqu'au Jurassique moyen (*Schistes lustrés*). — Schistes calcaires sériciteux, gris foncé, passant latéralement à un schiste noir-grisâtre, très luisant, chargé de nodules de calcite, de dolomie et de quartz. Extrêmement friables, ces schistes sont érodés facilement. Au-dessus des couches inférieures, on trouve un calcaire très siliceux, de couleur bleu foncé, pouvant être exploité en dalles de dimensions considérables (Sembrancher, Saxon). Il est compact et tenace.

Sinémurien. — Calcaire cristallin à Ammonites et à Bélemnites de petite taille.

Lias moyen schisteux. — Viennent ensuite des schistes argileux

Digitized by Google

noirs, chargés de nodules pyriteux exploités à Sembrancher (à l'W. sur la pente du Mont Catogne), près de Champex et au-dessus de Som-la-Proz dans le Val Ferret). Ils renferment au bas de Vence des fossiles pyriteux : *Ægoceras planicosta, Amaltheus margaritatus.*

Lias supérieur calcaire. — Calcaire à Entroques, bréchoïde et argileux, à grandes Bélemnites, Ammonites et Pentacrines.

Lias supérieur - Jurassique moyen. — Schistes calcaro-sériciteux, tendres, chargés de pyrite, très plissotés, de couleur gris-noirâtre, luisants. Ils renferment des intercalations de lits plus durs de calcaire plus compact.

Jurassique supérieur (*Malm*). — Calcaire cristallin très peu siliceux, compact au centre, présentant des gonflements, des nodules et des lits de concrétions calcaires sur ses bords. Il offre une couleur bleu-gris cendré.

Les grès du Malm, grès compacts, jaune clair, sont souvent intercalés au milieu du Jurassique supérieur (Malm).

On rencontre, en outre, des blocs erratiques constitués par des Schistes de Casanna, du granite du Mont Blanc (protogine), du gneiss (gneiss œillé).

Enfin, dans les Schistes de Casanna sont interstratifiés de filons de plomb argentifère assez communs.

Digitized by Google

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

Précarboniférien.

Le Précarboniférien n'est pas connu d'une façon indubitable dans la région étudiée ; j'ai cependant la conviction que certaines parties des schistes cristallins dits *Schistes de Casanna* doivent être considérées comme antéhouillères.

Quant à l'âge du Cristallin du Mont Chemin, appartenant à la zone des massifs hercyniens, et qui consiste en protogine, en gneiss, en micaschistes, en quelques injections de roches basiques, en filons de marbre, etc., je traiterai de cette question dans un chapitre spécial qu'on trouvera plus loin.

Enfin, les schistes cristallins et les gneiss du soubassement de la Dent de Morcles, qui supportent le Houiller et qui présentent, d'après MM. E. Renevier [62] et Golliez [49], un passage insensible aux schistes superposés, n'ont pas été rencontrés par moi ; je n'en parlerai donc pas.

Anthracolithique.

Dans les parties orientale et centrale du Massif de la Pierre à Voir on trouve deux bandes de terrain houiller parallèles, séparées par une bande de Schistes lustrés et de calcaires dolomitiques.

Digitized by Google

La plus orientale des deux bandes est encore coupée longitudinalement en parties presque égales par des dépôts triasiques gypseux, quartziteux et dolomitiques.

Enfin, on trouve sur le flanc E. du Mont Chemin et du Mont Catogne un micaschiste qui, par ses propriétés pétrographiques, est identique à certains types de Houiller métamorphique, et qui supporte directement le Trias gypseux ou dolomitique, reposant lui-même quelquefois directement sur le Cristallophyllien (1).

Le Houiller reconnaissable se compose essentiellement d'un schiste noir sériciteux très friable et extrêmement plissoté.

Il renferme quelquefois des concrétions lenticulaires de quartz, de calcite et même de dolomie, de dimensions variables et pouvant atteindre en largeur 40 centimètres avec une longueur de 50 à 60 centimètres. Il est soyeux au toucher et se délite quelquefois de telle sorte qu'il peut être exploité comme ardoises. Celles-ci paraissent de très bonne qualité (Isérables) malgré leur teneur en pyrite de fer qui peut devenir assez grande. La présence de la pyrite est décelée, dans les parties érodées, par les grandes cavités cuboïdes, bien connues, qui ne renferment généralement plus trace du cristal primitif; on y trouve un peu de limonite accumulée dans les angles de la loge, d'ailleurs élargie considérablement par l'action de l'acide sulfurique formé aux dépens du cristal originel de pyrite.

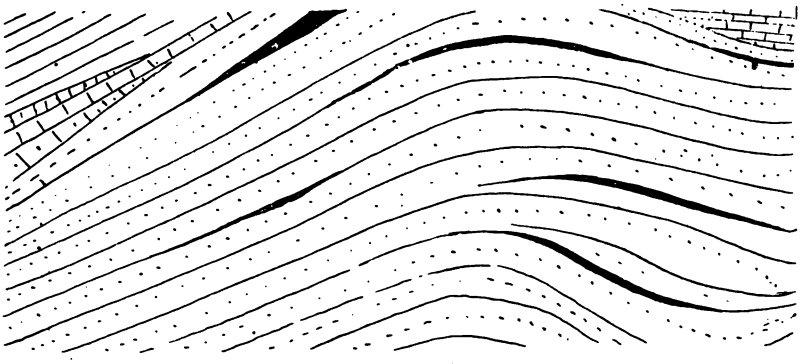
Interstratifiés dans ces schistes argileux, on trouve des bancs de grès grossier, schistoïde et sériciteux, n'affectant jamais, dans la région, la forme d'un vrai conglomérat ([26] p. 86). On trouve des bandes caractéristiques de ce grès le long du Bisse de Saxon à l'W. du torrent d'Icone et, en un point plus facilement abordable, quoique en dehors de la région étudiée, sur le sentier qui va de Chandoline, dans la vallée du Rhône, en face de Sion, à Aproz, plus à l'W. De couleur grise avec lits verdâtres, ces bancs

(1) M. Renevier ([41], p. 66, etc.) attribue les micaschistes de Gerlach, entre Saxon et au-dessus de Charrat, au Houiller métamorphique, ce qui confirme l'attribution indiquée ci-dessus, attribution basée sur l'identité pétrographique de ces roches avec certains types des Schistes de Casanna très rapprochés du Houiller indiscutable.

Digitized by Google

sont rapportés au Carbonifère inférieur par certains auteurs. Ils ont une épaisseur assez constante qui varie de 1 à 2 mètres.

Dans les schistes sont interstratifiés des lits d'anthracite bréchoïde cimenté par l'anthracite lui-même.



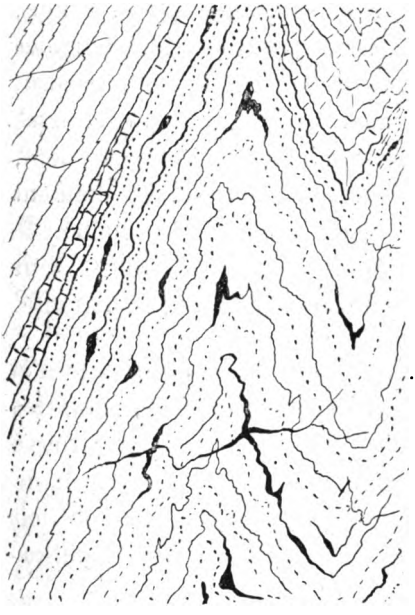


Fig. 3 et 4. — Deux coupes schématiques à travers le Houiller alpin, montrant la disposition en chapelets des dépôts anthraciteux, d'après A. Stella et S. Franchi [106]

La puissance des couches est très variable, non seulement d'un point à un autre, mais aussi dans le même gisement. M. A. Heim attribue l'allure de ces couches [73] à l'effet de la pression qu'ont dû subir les dépôts charbonneux lors des plissements.

Digitized by Google

On voit, en effet, ces lits d'anthracite toujours en contact direct avec les schistes noirs encaissants, suivre tous les contournements de ceux-ci (1).

Dans un mémoire que vient de publier la Commission Géologique d'Italie sur l'Anthracite des Alpes Italiennes, on trouve des études très intéressantes sur ce sujet, accompagnées de figures très expressives et typiques (fig. 3 et 4) [106], analogues à celles qu'avait déjà données M. Heim [73].

L'irrégularité de la puissance des dépôts et le manque de communications économiques font que ces gîtes ne sont exploités que pour les besoins locaux ; le plus généralement pour l'alimentation d'un four à chaux voisin. On trouve ainsi de petites exploitations abandonnées, à gauche du sentier, entre Aproz et Biolay (vallée du Rhône), à Haute-Nendaz, au N. E. et au-dessus du village d'Isérables, où on avait entrepris autrefois une exploitation sur une plus grande échelle, combinée avec celle du graphite. Ni l'un, ni l'autre de ces minéraux n'a une valeur assez considérable pour pouvoir défrayer les exploitants des frais énormes de transport ; on a donc dû abandonner ces travaux, mais on en voit encore les traces au N. E. et au S. du village. Sur ce dernier emplacement, quatre tunnels, aujourd'hui difficilement accessibles, donnent accès à un ensemble de galeries assez étendues. Surmontant le dépôt à gauche, on voit une couche de gypse et plus au N., tout près du petit pont, une exploitation d'ardoises assez importante.

Aucun fossile n'a jamais été signalé dans cette région et je n'ai pas été plus heureux que mes prédécesseurs. Mais, dans les mêmes couches, en France, Héricart de Thury a le premier trouvé des empreintes de plantes [10]. Depuis, ces dépôts, en raison de la présence de bancs fossilifères à débris de Bélemnites, ont fait l'objet de controverses nombreuses ; les uns plaçaient l'anthra-

(1) Les deux bandes qui séparent le Houiller occidental du Houiller oriental sont très constantes. Il est à remarquer que les Schistes lustrés limitant à l'W. la bande principale du Houiller ne peuvent pas être rigoureusement délimités ; les deux dépôts, au voisinage de leur contact, ont un aspect tout à fait semblable Gerlach avait constaté cette identité et c'est pour cela peut-être que la bande occidentale lui avait échappé, quoiqu'il en ait soupçonné l'existence.

Digitized by Google

cite dans les terrains primitifs; d'autres, suivant l'opinion d'Élie de Beaumont et de Brongniart, l'attribuaient au Lias; d'autres encore, comme Studer [6] et Favre [10], en faisaient du Carbonifère. Favre, le premier, argue des phénomènes de plissements pour défendre sa manière de voir et expliquer la contradiction apparente de la présence de l'anthracite entouré par des couches à Bélemnites. Ch. Lory d'abord [22], et plus tard, MM. Frech et Termier, y ont trouvé une flore stéphanienne ; tandis que Lachat et plus récemment M. Zeiller [101] y ont signalé une flore westphalienne. M. Peola, professeur à Aoste, indique également une flore du Carbonifère moyen et supérieur dans les Alpes Italiennes [106]. Enfin M. C. Diener [42], signale la découverte par M. Mattirolo de restes de plantes carbonifères dans la vallée étroite dite Rocca Gran Tempesta.

B. Studer seul mentionne des restes de plantes carbonifères dans la région que nous étudions. D'après lui, Merian en aurait trouvé près de Chandoline, en face de Sion, sur la rive gauche du Rhône ([16] t. I., p. 365), mais il ne signale aucun nom générique ou spécifique.

Cette bande orientale qui a une largeur assez régulière variant, en Valais, entre 1 et 2 km, s'étend depuis Chippis, dans la vallée du Rhône au N. E., jusqu'à Grone, où elle disparaît sous une bande de calcaire dolomitique chevauchante. Elle réapparaît à Bramois, passe par Nendaz, Isérables, le col des Établons, Châble, Liddes, le Grand-St-Bernard, pénètre dans les Alpes françaises et va jusque dans les Alpes liguriennes.

A mesure que l'on avance vers l'intérieur de la chaîne alpine, le Houiller devient de plus en plus métamorphique [101] [56]; à l'E. il est limité par des schistes holocristallins sur lesquels nous insisterons plus loin. La bande occidentale parallèle à la zone principale que nous venons de décrire présente les mêmes caractères mais n'est pas limitée par les schistes holocristallins. Elle n'a en moyenne qu'une largeur de 200 à 300 mètres, mais on peut la suivre depuis la vallée du Rhône jusqu'à l'E. de la Montagne de la Saxe, et plus loin peut-être ; elle est séparée de la bande prin-

Digitized by Google

cipale par une zone de calcaire dolomitique et de Schistes lustrés, développée largement au S. du col de la Fenêtre. Un dépôt anthraciteux situé sur cette bande est exploité à l'W. du roc de Barma (en haut de Châble), sur le sentier qui conduit de Verbier par Chevillard, au Château ; j'ai visité un autre dépôt, exploité à l'époque de Gerlach [25,27,32], sur le Bisse de Saxon, près de son intersection avec le sentier qui mène des Établons, par la Vatze, à Saxon, et enfin à l'W. du Trisseta (2,002 mètres), sur la gauche du torrent de La (au S. de Liddes) en dehors de la région étudiée.

Schistes de Casanna (1).

En examinant les différentes roches décrites plus loin, dans le chapitre « pétrographie », on constate aussi bien sur le terrain que sous le microscope qu'il y a passage absolument insensible des Schistes noirs charbonneux du Carbonifère moyen et supérieur aux Schistes de Casanna complètement cristallins ; de même qu'il y a passage graduel entre les Schistes cristallins et les Quartzites Triasiques.

C'est ce qui m'a fait conclure à l'âge carbonifère pour une partie de ces schistes.

Comme, d'autre part, le passage des Schistes de Casanna aux Quartzites triasiques offre également une transition insensible, j'ai pu en déduire que la sédimentation avait été ininterrompue du Carbonifère moyen au Trias inférieur devenu métamorphique, sous le faciès des Schistes cristallins.

Ce fait, je l'ai constaté non seulement dans ma région mais bien au delà. Toujours, presque sans aucune exception, nous trouvons le Trias séparé du Houiller reconnaissable ou bien des « Schistes de Casanna » par les quartzites du Trias inférieur. C'est le cas

(1) C'est A. Favre [10] qui a, le premier, constaté le métamorphisme du Houiller, et qui a su déterminer l'âge de certains dépôts anthraciteux parmi lesquels celui du Dauphiné et de la Tarentaise est particulièrement compliqué à cause de la présence de Bélemnites dans les Schistes supportant et supportés par le Houiller anthraciteux à fossiles végétaux.

Digitized by Google

depuis Chippis (en face de Sierre) jusqu'au S. de Liddes (vallée d'Entremont). C'est le cas aussi entre le glacier des Écoulaies et le Pic d'Arzinot, où je l'ai constaté sur le terrain. Il en est de même, enfin, sur les cartes suisses et françaises, tout le long de la bande houillère de la zone axiale des Alpes Occidentales (de M. É. Haug.)

Aussi, dans les parties non métamorphiques, il ne me paraît pas exister de faciès spécial représentant le Permien; les Schistes houillers noirs supportent normalement et en concordance les Quartzites triasiques.

Je puis donc admettre que le Permien fait défaut, ou bien qu'il ne peut pas être distingué des schistes noirs rapportés au Carbonifère. Les Schistes cristallins sont, en tout cas, à tout point de vue, les homologues de l'étage non cristallin jusqu'à la base du Trias inférieur, pour leur partie supérieure.

Quant à leur base, elle peut aller jusqu'aux terrains primitifs, c'est-à-dire au Cristallophyllien. La présence si fréquente du graphite dans ces schistes, avait conduit Theobald à leur attribuer le même âge carbonifère. La présence d'anthracite, constatée dans cette même série, au Val Grisanche, par M. P. Termier, vient apporter un nouvel appui à mon appréciation ([102], p. 8).

Les Schistes de Casanna sont un complexe de schistes métamorphiques formant une bande d'une largeur de 4 à 8 kilomètres, depuis les Alpes Liguriennes jusqu'au massif de Monte Leone.

De couleurs variées, depuis le gris-noirâtre jusqu'au vert-sale et au vert émeraude, ils présentent des types dans lesquels la cristallinité est complétement masquée à l'œil nu, jusqu'à des gneiss œillés [70].

Leur âge a donné lieu à des appréciations très variées. Les uns les ont rapportés aux terrains primitifs ([38], p. 90 et 91), ou archéens ([39] p. 103) ou cristallophylliens (groupe des phyllades) [30, 54] en se basant sur leur structure cristalline que M. Bonney pensait être leur structure originelle malgré leur forte teneur en calcite.

Digitized by Google

Favre [25] les attribuait au Paléozoïque sans préciser davantage, tandis que Gerlach les déclarait probablement siluriens ([32] p. 95), Theobald les plaçait dans le Carbonifère en raison de la présence fréquente du graphite ([21] p. 45).

Lachat, il y a 40 ans, les plaçait enfin dans le Permo-Houiller, De même M. E. Suess, en les assimilant à certains gneiss des Alpes carniques, assignait la même place, il y a 30 ans (1869), aux Schistes de Casanna de Gerlach qui nous occupent.

M. Termier qui, en 1891 [45], avait placé ces Schistes lustrés dans le Paléozoïque ancien, en étudiant les micaschistes et gneiss finement zonés, prolongations des poudingues permiens du Massif de Polset ainsi que toute la série qui se trouve dans la Maurienne et la Vanoise (Alpes occidentales françaises), entre le Trias inférieur et le Houiller, a trouvé des lentilles anthraciteuses dans ces gneiss et a pu établir ce même passage insensible de l'une à l'autre des trois séries, Carbonifère, Schistes cristallins, Trias inférieur [96 et 102].

M. Marcel Bertrand a adopté cette manière de voir et les géologues italiens regardent également ces schistes de la Vanoise, qui se prolongent en se développant considérablement vers le N., où ils constituent les Schistes de Casanna, comme étant d'âge permo-carbonifère.

Enfin l'excellent observateur Gerlach déclare, d'une part, qu'une limite tranchée ne se présente nulle part ([27] p. 114) entre le Houiller et les Schistes de Casanna, d'autre part, que ces deux formations s'interstratifient; par exemple, au col de la Serena et à la Pointe de Dronaz ([27] p. 101). Je pense pouvoir trancher plus loin définitivement la question.

De Villette (N. de Châble, Val de Bagne) un petit sentier va dans une direction E. pendant 500 mètres environ puis prend une direction N. N. E. en passant par le puissant dépôt de gypse et les anciennes exploitations d'anthracite jusqu'à Vernay.

Ce sentier se continue en zigzag jusqu'à la route qui va à Medière en traversant à mi-chemin, entre Vernay et cette route, une couche de roches vertes interstratifiée dans des couches fran-

Digitized by Google

chement houillères. C'est un lit de roche complétement métamorphique dont la prolongation méridionale, cachée par les terrains superficiels, doit passer à une distance d'une cinquantaine de mètres à l'est du dépôt d'anthracite, elle est donc carbonifère moyen ou supérieur. Un peu plus haut, on atteint plusieurs granges, et de là un sentier conduit vers l'E. coupant la route de Medière-Zangremont en un point à l'W. du C du mot Clambin; tout ce dernier trajet s'est accompli dans le Houiller.

Prenons maintenant à notre droite la route qui conduit à Zangremont. Bientôt on voit les schistes carbonifères changer de couleur et devenir noir-verdâtre, puis gris-verdâtre, enfin vert-gris. En même temps, ils prennent une structure de plus en plus cristalline et à une centaine de mètres à l'W. de Zangremont ils changent complètement d'apparence et se montrent sous la forme d'une roche de couleur vert-clair, chatoyante et onctueuse au toucher, grâce à la présence du mica blanc, distribué parallèlement à la schistosité (1).

Plus loin encore, on voit la roche verte devenir de plus en plus siliceuse et se transformer graduellement en un quartzite blanc, qui affleure sur une largeur de 500 mètres environ jusqu'au bord occidental de la combe du torrent qui passe par Tzoumaz et par Montagnier (bâti sur le cône de déjection) pour se jeter dans la Drance. De l'autre côté de la combe vers Mayentzet la roche verte à muscovite se développe largement, à Mayentzet, Chatelard, Retaz et Diabley, où elle provoque des glissements de terrains considérables, que trahissent les ondulations caractéristiques du sol et les positions inclinées de tous les arbres de la forêt.

De Mayentzet, on coupe à travers champs dans une direction S. pour trouver bientôt une route qui, passant entre de nombreuses granges, descend assez rapidement vers Sarrayer. La route serpente dans les Schistes de Casanna et on reste dans cette formation jusqu'auprès de Châble au N. W. de Sarrayer.

(1) C'est la même roche qu'on passe à la meule à Renaroche (Val de Bagnes) pour la livrer au commerce comme « talc » pulvérisé, en dépit de la proportion très appréciable de quartz qu'elle renferme.

Digitized by Google

On a donc trouvé, sur le parcours que nous venons de suivre, d'abord, des roches franchement cristallines et du même faciès que les Schistes de Casanna, dans du Houiller franc et indiscutable, puis on a pu se convaincre du passage insensible du Carbonifère au Cristallin à mesure que l'on cheminait vers l'E.; plus loin on a constaté la continuité de la sédimentation entre les Schistes de Casanna et la base du Trias, représentée par les Quartzites.

En différents autres points j'ai pu faire la même constatation. Je peux citer, parmi les endroits les plus caractéristiques, la Tête de Payannaz au S. et au-dessus de Bruson (vallée de Bagne) : au S. W. et au N. W. de son sommet on voit le Houiller passer graduellement aux Schistes de Casanna.

La bande de quartzites, très réduite, ne s'y trouve plus aussi près de la zone de contact, et on la retrouve très amincie plus à l'E.; on constate toujours le passage insensible.

Un autre point important est le col des Établons, depuis la Croix de Cœur (2,812 mètres), à l'W. de la Tête (2,419 mètres). Là aussi, on voit le Houiller devenir de plus en plus cristallin vers l'E. et se transformer en Schistes de Casanna, qui à leur tour se changent bientôt en quartzites; la zone intermédiaire, qui atteignait environ 600 mètres à Zangremont, se trouve réduite à moins de 50 mètres.

On constate le même phénomène plus à l'E. en dehors de la région étudiée, le long de la bande remarquable qui, depuis le glacier des Ecoulaies, longe la pente raide S. E. du Mont de la Blava (2,937 mètres), traverse le val des Dix presque en ligne droite et est sensiblement parallèle à la bande de quartzites des Établons.

J'ai pu suivre cette deuxième zone et étudier les relations qu'elle présente avec les Schistes de Casanna jusqu'au sommet du Pic d'Arzinot (3,001 mètres) où le fait est encore accentué grâce au contraste offert par le Calcaire dolomitique qui est en discordance mécanique sur les deux autres formations.

Enfin, en haut de Chippis, sur les deux rives de la Navigeance

Digitized by Google

dans le val d'Anniviers, une discordance mécanique du même ordre se produit.

Dans les deux cas les Schistes de Casanna sont séparés du Gypse par des Quartzites triasiques.

Partout les Schistes de Casanna, se chargeant de plus en plus de silice, passent à un quartzite, le Quartzite caractéristique de la base du Trias.

La présence de la bande du Trias inférieur formant, à de rares exceptions près, d'une façon presque constante la limite entre le Paléozoïque anthraciteux et à phyllades et le Paléozoïque cristallin depuis la vallée du Rhône au N. jusque dans la Vanoise, la Maurienne et le Briançonnais, avait amené plusieurs géologues alpins à voir dans cet accident une ligne de contact anormal.

Cependant, je crois pouvoir faire remarquer que le Houiller reconnaissable est presque toujours immédiatement recouvert par des Quartzites du Trias inférieur.

De plus, le choix de cette « ligne de contact anormale » me paraît être assez arbitraire puisque, tantôt on trouve du Cristatlin à l'extérieur dans le Houiller, tantôt on rencontre des phyllades à l'intérieur, dans le Cristallin.

Ne serait-il pas plus rationnel de penser que cette bande quartzifère a simplement opposé une barrière à la propagation régulière du métamorphisme ?

C'est interstratifiés dans les schistes cristallins que se présentent quelques gîtes de galène argentifère au Vatzeret, au Bella-Vaux (marqué par erreur, anthracite, sur la Carte Siegfried (1) et au N. W. de la Crêta de Mounaing.

(1) Une erreur du topographe qui a levé la feuille 486 de la Carte Siegfried mérite d'arrêter l'attention. Sur l'arête descendante vers l'E. du Bella Vaux, dans la région des Schistes de Casanna, on trouve marqué : « Mine d'Anthracite ».

J'ai cherché et trouvé la seule mine qui paraît exister dans ces parages et qui est située sur l'arête la plus septentrionale; mais ce n'est pas une mine d'anthracite, c'est un filon de plomb argentifère qu'on y avait exploité autrefois et qui est encaissé dans un schiste noir, luisant, qui ne diffère en rien à l'œil nu des phyllades anthraciteuses qu'on trouve à Nendaz et ailleurs dans la région des schistes houillers à anthracite.

Au sommet du Bella Vaux « les Schistes de Casanna » sont aussi identiques à certaines phyllades houillères d'après leur aspect extérieur.

Digitized by Google

Le mauvais état des anciennes exploitations rend l'étude des conditions de gisement impossible.

La mine du Vatzeret fut autrefois l'objet d'une active exploitation. On descendait le minerai en luges, à bras d'hommes, depuis la mine (2,460 mètres), jusqu'à Riddes (492 mètres), où se trouve l'usine de triage, les hauts-fourneaux, etc. ; il fallait franchir une distance de 8 km. avec une différence de niveau de 2,000 mètres environ. Dans de telles conditions, l'exploitation n'a pu être continuée.

Trias inférieur.

La base du Trias, dans cette région, est formée par les quartzites, de même que dans la Tarentaise, dans la Maurienne, dans le Briançonnais.

C'est un quartzite blanc chargé de chlorites alignés suivant les plans de schistosité qui sont plus ou moins accentués.

Il est compact et plus ou moins schisteux, à la Crête de Thyon (en face de Sion, rive gauche du Rhône), la Tête des Etablons, le Bec du So, le Becca de Nendaz, ou, très feuilleté comme dans la Tour de Bavan (S. de Liddes) ou bien à l'état de brèche (flanc de la Pierre à Voir). Il accuse toujours un certain métamorphisme, qui va en augmentant de l'W. à l'E.

Il se divise, sous l'effet de l'érosion, en gros blocs formant des éboulis sur lesquels aucune végétation forestière ne peut se développer. Il en est ainsi, à l'E. du Clou (Grands Plans au N. de Châble) et sur les flancs N. du Becca de Nendaz, où les amas d'éboulis constituent des îlots dénudés dans la forêt. Assez rarement, le quartzite devient assez compact pour ne plus laisser discerner qu'une faible trace de schistosité, comme près du bord oriental de la zone houillère qui longe la rive occidentale des Schistes de Casanna. Les Quartzites constituent là une bande de 600 mètres de largeur à l'E. de Montaignier (val de Bagnes) ; elle s'élargit vers le N.N.E. jusqu'à atteindre 2 kilomètres et est sillonnée par des synclinaux secondaires de gypse et calcaire dolomitique plus récents au N. du Becca de Nendaz.

Digitized by Google

C'est dans cette bande que les Quartzites jouent le rôle le plus important au point de vue topographique, non seulement par leur épaisseur considérable, mais aussi par les sommets qui en sont formés. Au N. de la vallée de Bagnes, c'est-à-dire à la Tête des Etablons (2,429 mètres) et au Becca de Nendaz (2,468 mètres). En dehors de cette bande puissante, les Quartzites triasiques ne jouent plus aucun rôle important dans la topographie, sauf lorsqu'ils sont associés aux Calcaires dolomitiques, comme dans la Tournille et au Becca de So, et au S. de la Drance, tout le long du versant gauche de la combe de La, au S. de Liddes. Dans cette dernière bande, les Quartzites sont représentés généralement par des brèches et des lentilles de dimensions souvent très restreintes. La lentille visible dans la paroi N.W. de la Pierre à Voir n'a qu'une largeur de 1 m. 50 sur une longueur de 5 mètres ; elle a été exagérée sur la carte à cause de son importance tectonique. Celle des parois du Six Blancs est beaucoup plus considérable et possède une épaisseur de 150 m. à son affleurement.

Trias moyen (gypseux).

Le Trias moyen est représenté par des dépôts considérables de gypse souvent accompagnés de schistes à couleurs éclatantes : rouges, verts, violets, jaune-orange avec abondance de cristaux de pyrite de fer, généralement en petits cubes parfaits. Le gypse se présente avec les deux formes caractéristiques du gypse des Alpes, c'est-à-dire régulièrement stratifié et alors d'un blanc pur et sans ou avec très peu d'inclusions, ou bien de couleur plus jaunâtre, en raison des nombreuses inclusions de calcaire dolomitique et de schistes luisants, grisâtres, qu'il renferme.

Le premier type est parfaitement représenté au N.E. d'Isérables, sur un sentier qui n'est pas marqué sur la carte et qui conduit à Jeurdai en prenant à droite du point 1063 au N.W. de Tors (N.N.W. d'Isérables). Le gypse y est d'un blanc de neige, saccharoïde et régulièrement stratifié. Le second type est de beaucoup le plus fréquent et il est bon d'insister à son sujet.

Les deux types enfin se reconnaissent nettement dans la

Digitized by Google

topographie : 1° par les cavités circulaires en entonnoirs qui dévoilent leur existence; on voit de beaux exemples de ces cavités dans la Forêt des Troutz (N.W. Becca de Nendaz), sur l'affleurement gypseux, entre Isérables et Cérisier, et aussi sur le versant N. du col des Établons, au-dessus de Verbier; 2° par des rochers raides et abrupts, à formes très bizarres, dont on trouve un bel exemple au S. de la Drance de Bagnes, à l'endroit appelé « Sur le Six ». Enfin, une topographie gypseuse des plus intéressantes se voit à Nax, sur le versant N.E. de la Borgne.

La présence du calcaire dolomitique dans le gypse des Alpes occidentales a depuis longtemps attiré l'attention des géologues, et on a expliqué de différentes façons cette anomalie.

Déjà, en 1812, le voyageur Patrin l'avait remarqué et il émettait l'hypothèse ([25], p. 450) que le gypse devait être d'origine secondaire et provenait de la transformation du calcaire magnésien primaire. La transformation était l'œuvre de l'eau chargée d'acide sulfurique, dérivant lui-même de la décomposition des cristaux de pyrite de fer généralement abondants dans ces gisements.

Cette hypothèse fut admise jusqu'en 1849. A cette époque, Murchison émit l'idée de l'action des sources sulfureuses agissant sur le calcaire qui aurait été le dépôt originel ([14], p. 172). Il fut amené à cette conclusion par une visite à Aix-les-Bains où il vit le calcaire des murs transformé en plâtre au contact des eaux de la source.

A. Favre regarde cette hypothèse comme insuffisante pour expliquer l'origine des gisements énormes de gypse dans les Alpes. D'après lui le gypse doit provenir de l'hydratation de l'anhydrite; il s'agit donc simplement d'expliquer la formation de ce minéral, problème qu'il considère comme extrêmement difficile, puisque le sulfate de calcium ne se précipite à l'état anhydre d'une solution aqueuse que sous l'influence d'une haute température.

M. Marcel Bertrand, enfin ([56], p. 76, note 1), avec M. le Chatelier, expliquent la présence des fragments de calcaire dolomitique,

Digitized by Google

quelquefois d'assez grande dimension, en admettant que le dépôt originel a été l'anhydrite. Ce minéral se serait dissous dans les eaux d'infiltration et aurait été ainsi entraîné dissous dans les fissures des calcaires dolomitiques « *qui, dans les Alpes françaises, occupent un niveau plus bas que le gypse* ». Arrivé au contact des calcaires, il y aurait eu substitution, les eaux surchargées de sulfate de calcium le déposant à l'état hydraté et dissolvant à leur place une certaine quantité de calcaire.

Cette explication qui, peut-être, peut suffire pour certaines régions des Alpes françaises, ne semble pas pouvoir être exclusivement appliquée à la totalité des Alpes occidentales.

Tout d'abord, il est certain que, dans les Alpes suisses, le gypse se rencontre dans l'étage directement *inférieur* au calcaire dolo-

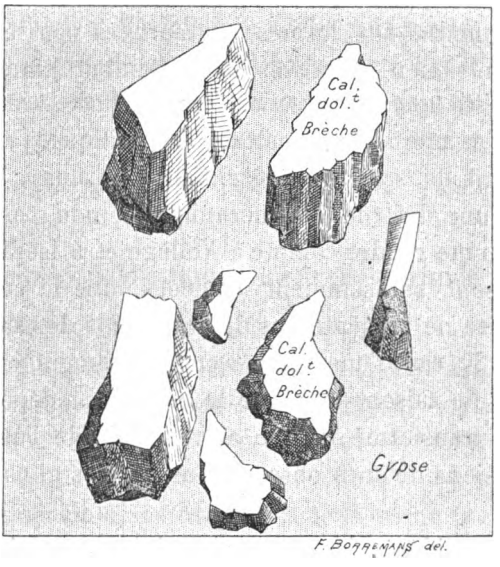


Fig. 5. — Croquis montrant la disposition du calcaire dolomitique dans le gypse (pour la clarté de la figure, le gypse est supposé dissous).

mitique (à l'inverse de ce qui a lieu dans les Alpes françaises); et, de plus, si la théorie était vraie, les fragments calcaires devraient alors invariablement montrer des traces de corrosion.

Digitized by Google

Les dépôts de gypse de Vollège, de Charrat, de la Plâtrière, du sommet du Mont Rouge (2,583 mètres), de Bortelin (vallée de la Dixence) et beaucoup d'autres, situés dans la région étudiée ou à son voisinage, renferment tous de ces inclusions de calcaires dolomitiques et de schistes luisants grisâtres. J'ai étudié le phénomène en ces divers endroits et j'ai constaté que les faces des fragments calcaires n'étaient pas ou étaient très peu corrodées, que les morceaux présentaient des angles solides à arêtes vives et que leur position mutuelle, dans la matière gypseuse, suggérait l'idée que ces différents morceaux s'appliqueraient l'un contre l'autre si l'on éliminait le gypse séparateur.

Et en effet, en les détachant soigneusement, je suis arrivé à les appliquer les uns contre les autres sans solution de continuité.

J'ai vérifié en outre que leurs faces étaient lisses et que quelques fragments aux formes contournées possédaient des angles rentrants bien conservés et nullement émoussés. *Ces fragments présentaient nettement l'aspect d'une brèche.*

En outre des morceaux de calcaire dolomitique, j'ai rencontré aussi des débris de schistes, présentant, eux aussi, les preuves indéniables d'une déformation mécanique et non pas chimique.

Enfin j'ai pu me rendre compte à Vollège et à Isérables où les exploitations sont suffisamment avancées, que le centre de la couche gypseuse ne présente pas de fragments de calcaire dolomitique; dans le cas d'une remise en mouvement chimique, il n'y aurait pas de raison pour que le centre du dépôt soit plus complètement transformé qu'une autre partie de l'assise.

Les conclusions de mes observations sur ces gîtes sont donc les suivantes :

Le gypse considéré n'est pas un produit secondaire, dû à la remise en mouvement de l'anhydrite et à sa substitution ultérieure au calcaire dolomitique préexistant.

Les inclusions de calcaire dolomitique dans le gypse ne sont pas nécessairement une preuve de l'origine secondaire du sulfate de calcium hydraté.

La présence du sulfate de calcium *à l'état de gypse, formant*

Digitized by Google

le dépôt originel, a donné lieu au phénomène que nous venons d'énoncer, grâce à la mobilité de la matière, même sous l'influence d'une énorme pression.

Le calcaire dolomitique se trouve dans le gypse à l'état *de brèche de dislocation*, produite lors du plissement simultané d'une roche relativement rigide au contact d'une autre très plastique, très meuble même.

L'anhydrite, étant d'une rigidité à peu près égale et offrant une résistance au plissement qui se rapproche beaucoup de celle du calcaire dolomitique, aurait provoqué, en cas de plissement, une surface de contact plutôt homogène [73].

C'est là une raison excellente pour montrer que le gypse constitue bien le dépôt originel. En effet, admettons comme certaine la loi énoncée par M. A. Heim qui fait considérer toute roche comme plastique et flexible lorsqu'elle est soumise à une pression suffisamment grande et considérons alors l'effet que produirait le plissement sur une succession de dépôts sédimentaires de plasticité inégale, soit par exemple sur la succession suivante :

a) Une argile marneuse, par conséquent plastique ;

b) Du gypse ;

c) Du calcaire dolomitique, relativement rigide ;

d) Une argile marneuse.

Sous l'influence des efforts de plissement, l'argile, insuffisamment soutenue à son contact avec le gypse, englobera les fragments détachés de celui-ci, au moment de la formation du pli. Au contact du calcaire et du gypse, le phénomène pourra être encore plus sensible, les fragments de la roche la plus résistante pénétrant dans la matière moins rigide et à mobilité plus grande. Enfin, entre le calcaire et les schistes marneux, le même fait se reproduira.

M. le professeur Lacroix possède dans la collection pétrographique de son laboratoire, un échantillon de calcaire de Barège (vallée de Gavarnie, Hautes-Pyrénées), dans lequel les schistes durs cristallins ont été englobés ainsi à l'état de brèche, suivant

Digitized by Google

l'opinion du savant professeur lui-même, par l'action du plissement.

Tout récemment j'ai pu encore me convaincre que dans l'exploitation assez considérable en haut de Charrat, le gypse de la partie centrale est pur, sans inclusion étrangère. Celui du toit et celui du mur, par contre, sont de plus en plus chargés de matières étrangères à mesure qu'on s'éloigne de la partie centrale.

Le toit est mélangé avec le calcaire dolomitique superposant, le mur avec le schiste vert luisant cristallin sur lequel repose le dépôt gypseux.

Dans la région, étudiée, nous trouvons encore un exemple frappant de ce phénomène dans le dévaloir au-dessus de Villette (W. de Châble) où des fragments de calcaire dolomitique de toutes dimensions sont englobés au contact dans les schistes noirs.

Trias supérieur (Calcaires dolomitiques et Cargneules).

La base du Trias supérieur est occupée par des calcaires dolomitiques auxquels s'associent latéralement ou en les remplaçant çà et là des cargneules plus ou moins vaccuolaires.

Il présente différents faciès, aussi bien au point de vue de la structure qu'au point de vue de la couleur.

Le type bréchoïde est le plus commun et se présente généralement associé avec d'autres formes plus ou moins compactes; la brèche formant presque toujours, sinon toujours, l'enveloppe extérieure du type le plus compact.

Ce fait trouve son explication dans le plissement extrême qu'a subi la région et dans la résistance différente des roches en relations : calcaire dolomitique, gypse et quartzites ou schistes argileux.

Ainsi, dans le synclinal de Vex (S. de Sion) comme dans celui des Tracouets (N. du Becca de Nendaz) le calcaire dolomitique est écrasé sur ses bords par les quartzites triasiques encaissants, qui sont plus durs, plus massifs; le centre du dépôt, par contre, présente à Vex un calcaire très cristallin (à Nax même, ce calcaire est d'un beau blanc), et aux Tracouets un calcaire très compact

Digitized by Google

d'aspect grisâtre, strié par bandes alternantes de calcaire blanchâtre et de séricite luisante, argentée.

Tout le long de la bande Pierre à Voir-Six Blancs-Tour de Bavan, le même phénomène se produit, le centre, représenté par la dent de la Pierre à Voir, la Barma, le milieu des sommets du Becca Rosé, des Six Blancs et de la Tour de Bavan, sont en marbre plus ou moins feuilleté, tandis que les bords sont généralement bréchoïdes.

C'est le long de cette bande que se manifeste surtout l'étirement et le plissement considérable auxquels cette région a été soumis. En examinant la brèche on voit distinctement les faces de glissement entre les éléments constituants tapissées par de la chlorite et de la séricite. En outre, on trouve quelquefois, quoique rarement, des morceaux de quartzite triasique, très laminés et devenu très schisteux, faisant corps avec la brèche.

Enfin, après dissolution dans l'acide chlorhydrique bouillant, on est étonné de la quantité considérable de quartz que contient la roche; je n'y ai pas trouvé d'albite. Nous reviendrons sur ce faciès et sur ce gisement dans le chapitre de la tectonique.

J'ai pu faire les mêmes remarques en dehors de la région spécialement étudiée ici, au sommet du Mont Rouge (2,984 mètres) (sommet septentrional de la Pointe d'Arzinot, val d'Heremence, rive droite), au Lottercondoi (3,268 mètres) au N. E. de la lettre *L* de ce nom, et enfin sur le versant opposé du val des Dix, dans le col entre les rochers du Bouc, au S., les rochers de Mourti au S. W. et le Mont Blava (1) au N. E.

Le calcaire dolomitique, sous forme de brèche, est donc un faciès très répandu, sinon constant dans les Alpes Valaisannes, et ces brèches ne diffèrent pas les unes des autres.

Nous venons de signaler le calcaire dolomitique bréchoïde dans les gypses de Vollège et ailleurs cimenté par du gypse. Aux mêmes endroits on trouve aussi le calcaire dolomitique bréchoïde recimenté par du calcaire et des veines de calcite blanche présen-

(1) Voir la carte de Gerlach au 1/100.000e. La pointe qui s'enfonce vers la Rosa Blanche est formée de quartzites et de calcaire dolomitique.

Digitized by Google

tant généralement un alignement des éléments très prononcé et tapissées par de la séricite.

Cet aspect bréchoïde avait été déjà remarqué par Gerlach(1) ([27] p. 84) et Favre ([25] p. 289). MM. L. Duparc et L. Mrazec le signalent à la montagne de la Saxe ([78] p. 178), M. Graeff, sur les flancs du Mont-Catogne ([57] coupe II), enfin c'est un faciès très commun, d'après les différents auteurs, dans les autres parties des Alpes.

M. Schardt ne semble pas être du même avis. En 1893, à la session de la Société Helvétique des Sciences Naturelles à Lausanne, il signale une brèche probablement jurassique à la Pierre à Voir ([52] p. 59). Depuis il signale encore à deux reprises différentes cette même brèche, sans toutefois indiquer aucun âge, mais toujours en la séparant du lambeau de calcaire dolomitique formant le sommet de la Pierre à Voir.

En résumé, cette brèche forme un dépôt très constant et généralement très puissant, variant d'une dizaine de mètres, sur les flancs du Mont Chemin, à 100 mètres et même plus dans la bande de la Pierre à Voir.

Trias supérieur pouvant aller jusqu'au Jurassique moyen.

Les dépôts que nous venons de décrire, exceptés les calcaires dolomitiques, appartiennent exclusivement à la zone orientale du Massif de la Pierre à Voir; ou du moins, le Houiller et le Paléozoïque cristallin n'ont été rencontrés nulle part, d'une façon certaine, à l'W. de la zone triasique qui occupe le centre du massif, séparant la zone houillère à l'E. de la zone jurassique à l'W. (2).

Le dépôt principal de la zone triasique est formé par les

(1) H. Gerlach : Das S. W. Wallis, *loc. citato.*, p. 116 : « Der dolomitische Kalk enthælt bisweilen Albit Kristalle und *geht hæufig in ein dolomitisches Kalkconglomerat oder auch in Kalkbreccie über* ».

(2) Les micaschistes sur le flanc oriental du Massif du Mont Chemin sont macroscopiquement et microscopiquement identiques à certains types de Schistes de Casanna. M. Schardt, dans sa coupe de 1894 [63], avait déjà classé ces roches dans le « Houiller » avec un point d'interrogation. Personnellement, je n'hésite pas à ranger ces micaschistes dans les terrains houillers métamorphiques.

Digitized by Google

Schistes lustrés; il est, à part une bande (étroite dans notre région) à l'E., restreint complètement à cette zone; c'est un dépôt à faciès très variable. Sur les bords, il est généralement plus calcaire qu'au centre. Cristallin et très sériciteux, il contient dans son type noir, luisant (Blissier), des rognons de calcite, dolomie et quartz ; dans son type plus calcaire, des enrichissements plus ou moins considérables de calcaire et de quartz. Ces enrichissements locaux en calcaire rendent l'exploitation du schiste possible en quelques points, comme pierre à chaux (à l'W. de Châble, vallée de Bagnes), où en d'autres endroits comme dalles, d'une qualité d'ailleurs inférieure (Saint-Christophe, à l'W. de Verbier).

La variété calcarifère est de couleur gris plus ou moins foncé, teinté de jaune et allant jusqu'au brun ; les enrichissements calcaires sont de couleur plus ou moins bleuâtre avec marbrures de veines de calcite.

Enfin, un autre faciès important se rencontre dans un dépôt très siliceux de couleur bleu foncé et susceptible d'être exploité en dalles de grandes dimensions. C'est un faciès très constant entre la Drance de Bagnes et la vallée du Rhône, sa puissance atteignant jusqu'à 50 mètres d'épaisseur (Arbarey, S. de Saxon).

L'endroit le plus méridional où l'on exploite cette belle pierre est aux Fourches, au S. E. de Sembrancher, principalement sur la rive gauche de la Drance d'Entremont. Ce faciès si constant dans le prolongement septentrional jusqu'à la vallée du Rhône, disparaît presque complètement vers le S. (1). On trouve encore des exploitations au Peutet (N. E. de Sembrancher) et à Arbarey (S. de Saxon); cette dernière étant seule importante. Puis au S.W. de Levron, au point 1,312, où la dalle est d'une qualité inférieure parce que la roche se charge fortement de calcaire et montre des rognons et des bandes de calcite se développant dans la roche qui, graduellement, passe à un schiste lustré calcareux.

(1) Des traces de cette zone se rencontrent en suivant la Drance d'Entremont, sur la rive droite au point 761 de la carte Siegfried, à la Louay et sous Brunnay. La roche y est pourtant considérablement plus chargée de calcaire, sa qualité est inférieure, aussi ne l'exploite-t-on en aucun de ces points.

Digitized by Google

Dans le flanc normal du synclinal jurasso-triasique, nous voyons le Lias grèseux affleurer entre la Giète et Saxon.

Quant à l'âge des Schistes lustrés, le manque de fossiles en a rendu l'appréciation différente suivant les auteurs. Aussi, le nom générique de « Schistes lustrés » semble avoir été une source de confusions regrettables.

Il y a en effet quatre grandes bandes de Schistes lustrés allant des Alpes liguriennes au S. jusque dans les Alpes orientales, et tout à fait indépendantes les unes des autres.

Les deux plus orientales appartiennent à la zone du Piémont (voir le chap. Tectonique); ce sont les Schistes lustrés du Piémont et les « Bündnerschiefer. » La bande centrale naît au S. de la vallée du Rhône, au S. W. de Turtmann (à l'W. de Viège), se prolonge vers le N. E., séparant les massifs du Saint-Gothard (au N.) du Monte Leone, pour enserrer en se divisant le massif micaschisteux de Lucomagno, tandis que la bande occidentale naît dans le prolongement de la chaîne nummulitique des Aiguilles d'Arves au S. de l'Isère, pour se prolonger au N., en passant entre les cols de Ferret et celui du Grand Saint-Bernard jusqu'au N. E. de Sion sur la rive droite du Rhône.

Ces bandes sont bien individualisées et ne sont nulle part en communication l'une avec l'autre.

Et quoiqu'il existe certainement des dépôts de même âge dans ces différentes bandes, il n'en est pas moins vrai qu'on ne retrouvera pas toujours tous les étages de l'une, représentés dans les autres bandes cependant constituées par des dépôts portant le même nom générique de Schistes lustrés; nom qui s'applique toujours à une série compréhensive plus ou moins considérable (fig. 6).

Avant de discuter l'âge des Schistes lustrés dans notre région, il est bon de donner un aperçu des opinions qui ont été émises par les différents auteurs sur les roches de chacune de ces quatre bandes, opinions qui, émises à propos de l'une d'elles, ont été à tort appliquées aux trois autres sans raisons bien concluantes.

C'est surtout la bande orientale, celle de la zone du Piémont,

Digitized by Google

qui a fait l'objet de discussions étendues. Or, c'est dans cette zone que les schistes calcaires sont intimement et inséparablement liés aux « Pietre Verdi » des géologues italiens, qui, d'après les échantil-

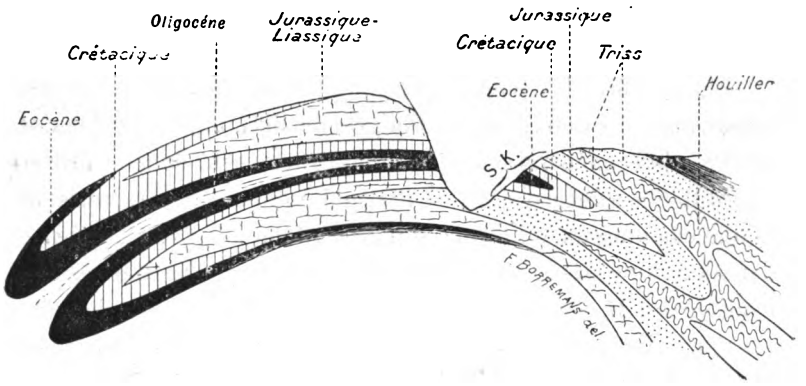


Fig. 6. — Figure théorique montrant le développement que les Schistes lustrés (S. K.) peuvent acquérir.

lons que m'a bien voulu montrer M. Pierre Termier, et d'après les plaques minces que j'ai pu examiner chez M. A. Lacroix, sont des roches complètement cristallines et métamorphiques (métamorphisme attribué à l'influence d'une roche éruptive). Ce sont elles qui ont servi de base aux controverses sur l'âge des Schistes lustrés.

C'est ainsi que M. Bonney (1886 et 1889), se basant sur les études microscopiques qui lui avaient permis de reconnaître leur origine cristalline ([34] p. 78-80 et 108; [39] p. 96-97) en les identifiant aux Bündnerschiefer, les plaçait au sommet des trois groupes archaïques établis par lui, tandis que M. Gregory (1896) ([71] p. 1 à 11) les étudiant au Mont Jovet, les plaçait dans le Prépaléozoïque. M. Mattirolo et M. Zaccagna (1886) classent les Schistes lustrés du Piémont, la zone des Pietre Verdi, dans le Paléozoïque, et ceux du Val Ferret dans le Trias supérieur ([36 et 47]); ce sont les seuls géologues qui y distinguent des niveaux différents pour les différents faciès.

Charles Lory, le premier, dès 1866, place les Schistes lustrés de la Maurienne [22 et 23] et de la Tarentaise dans le Trias supérieur,

Digitized by Google

et soutient brillamment cette opinion, en 1888 [38], devant le Congrès international à Londres.

Gerlach (1) et, après l'avoir combattu d'abord, aussi plus tard, Favre [25] attribuent les dépôts des deux zones à une même mer, et se rangent du côté de Lory, en se basant sur des considérations lithologiques et stratigraphiques.

Et, en effet, les calcschistes ont un aspect tout à fait semblable dans les deux régions ; la grande différence entre les deux dépôts, différence qui les individualise, consiste dans la présence des « Roches vertes », des « Pietre Verdi », qui caractérisent la bande orientale et font complètement défaut dans la bande occidentale. Ni Gerlach ([27 et 32]), ni Favre [25], ni MM. Schardt, Pearce, Graeff, n'ont signalé de Roches vertes et je n'ai jamais pu en rencontrer, depuis le Roc d'Oiseau (sur la rive gauche du torrent de La, en ligne droite à l'W. de Bourg-Saint-Pierre, dans le val d'Entremont) jusqu'à Monley (en face d'Ardon) sur la rive gauche du Rhône.

M. Marcel Bertrand [56] qui, en 1889, après une excursion faite en compagnie de Potier et des géologues italiens, MM. Zaccagna, Mattirolo et Franchi, avait abandonné les vues de Ch. Lory sur l'âge des Schistes lustrés (de la bande orientale), pour accepter celles des géologues italiens, se rallie, en 1894, à Ch. Lory et place la base des Schistes lustrés dans le Trias supérieur; il arrive à cette conclusion par déduction, en étudiant l'ensemble tectonique de l'éventail alpin.

MM. P. Termier et W. Kilian le suivent : le premier allongeant plus tard encore la zone jusque dans les Alpes Orientales [103-105] dans les Hohe Tauern où il rattache son enveloppe, la Schieferhülle composée de « kalk phyllite » et de « kalk glimmersschiefer » au même âge et à la même zone. Enfin, M. Franchi [80], par la découverte de fossiles caractéristiques du Trias supérieur et du Lias

(1) Gerlach s'exprime pourtant ainsi dans son ouvrage posthume ([32] p. 69) : Die zweite Sudœstliche Zone (der Glanzschiefer) erhebt sich 10 km. Ostwärtz von dem westlichen Theile des vorigen. Sie ist nirgends unmittelbar damit verbunden. Gesteins beschaffenheit und lagering jedoch sprecher für die zusammer gehœrigkeit. Sur sa carte Favre donne aux Schistes lustrés encore la teinte du Lias.

Digitized by Google

inférieur dans le Piémont, a pu établir que ces Schistes lustrés allaient certainement jusqu'au Trias supérieur. Déjà, en 1894 [61], M. Émile Haug se basant sur les découvertes de M. Franchi plaçait la plus grande partie des Schistes lustrés du Piémont dans un étage plus récent, dans le Lias. Plus tard, M. Termier en fait une série compréhensive s'étendant depuis le Trias supérieur jusqu'à l'Éocène [96].

La bande des « Bündnerschiefer » a été attribuée, par Theobald et par M. Heim, au Lias. M. Schmidt [67], en se basant sur des considérations paléontologiques (abondance dans les Schistes lustrés de Zermatt de *Belemnites*, *Cardinia*, etc.) l'a classée dans le Trias tout à fait supérieur et le Lias, tandis que M. Steinmann, en excluant les gypses, dolomies, cargneules et les schistes verts, lui attribue l'âge oligocène, en en faisant un véritable Flysch. Depuis le Prätigau, où ce dépôt présente des fossiles indiscutables du Flysch, il suit la formation jusque dans la chaîne du Faulhorn et constate que les assises deviennent de plus en plus cristallines et que simultanément les empreintes des fossiles deviennent de moins en moins distinctes jusqu'à leur disparition complète dans les assises tout à fait cristallines. Se basant enfin sur les études de Studer ([16], t. II, p. 139), de Theobald, de Gümbel, de Diener, il croit très probable que les Schistes lustrés de la Tarentaise et du Valais appartiennent à la même formation et sont du même âge que le Flysch, oligocène.

Dans la même année [1895], M. Rothpletz divise les Bündnerschiefer en quatre niveaux distincts.

Il attribue [66] :

1° Les marbres, dolomies et calcschistes avec interstratification de vrais gneiss et Schistes lustrés à l'Archéen;

2° Les marbres, dolomies et schistes calcaro-argileux et quartzeux avec schistes diabasiques au Paléozoïque;

3° Les dolomies calcaires et schistes en discordance sur la série précédente au Trias;

4° Enfin la masse principale de calcaires, schistes argileux et calcareux, quartzites et conglomérats superposés soit au Paléozoïque

Digitized by Google

soit au « Röthidolomit » au Trias supérieur et surtout au Lias.

Enfin M. Schardt, en assimilant aux Schistes lustrés du Piémont ceux de la région que nous étudions les rapporte nettement au Lias-Dogger [110].

Quant à la bande de schistes qui traverse la région étudiée (SK de la carte de Gerlach, feuille XXII de la carte géologique de la Suisse au 1/100.000), M. Graeff [59] comme M. Schardt la considère comme appartenant au Lias-Dogger.

Après cet aperçu historique sommaire il est nécessaire d'examiner les conditions dans lesquelles se présentent les Schistes lustrés dans la région que nous étudions, pour chercher à déterminer leur âge.

Si nous allons de Vollège, en prenant le sentier qui part de la partie N.W. du village, à Levron, nous trouvons d'abord le calcaire dolomitique bréchoïde dans le petit ravin qui traverse la route. Il provient d'un affleurement qu'on trouve plus haut reposant sur le Gypse et recouvert par les Schistes lustrés. Redescendons et prenons la route qui conduit à Vernet (à l'W. de Vollège) et nous voyons à droite, un peu plus loin que l'intersection des routes Vollège-Vernet et Vernet-Levron, un bel affleurement de gypse et de schistes bariolés jaunes, verts, rouges et lilas en succession répétée. Plus loin nous retrouvons sur la route occidentale qui va de Vernet au Levron, les calcaires dolomitiques bréchoïdes, recouverts par le Gypse. Ici, les Schistes lustrés sont immédiatement recouverts par les calcaires dolomitiques. La concordance est absolue et ces Schistes lustrés se continuent vers l'W, pour former enfin la fameuse bande siliceuse des dalles de Sembrancher qui repose sur le Lias-Dogger. On retrouve cette même succession en allant du S.E. au N.W. à l'exploitation d'ardoises qui se trouve à l'E. d'Arbarey dans les parois gauches du ravin du torrent de Vellaz (vallée du Rhône), puis au S. du massif de la Pierre à Voir à la Douay (entre Sembrancher et Orsières) et au S. de Som-la-Proz (val de Ferret au S. d'Orsières).

On voit donc qu'ici les Schistes lustrés enveloppent directement et normalement les calcaires dolomitiques du Trias supérieur qui,

Digitized by Google

à leur tour, contiennent le noyau anticlinal de gypse, et que, par conséquent, on doit rapporter la base de cette assise au Trias tout à fait supérieur.

Nous trouvons encore un autre dépôt de Schistes lustrés à l'E. de la Pierre à Voir, mais les conditions de gisements ne sont pas là aussi normales et nous ne pouvons en tirer aucune conclusion, sinon que les Schistes lustrés sont en ce point aussi intimement liés au Trias supérieur, malgré les étirements énormes qu'accusent les plis.

La limite supérieure à laquelle on doit s'arrêter appartient certainement au Lias et probablement au Jurassique moyen. Les dalles de Sembrancher reposent, en effet normalement, au Peutet sur un schiste ardoisier sans fossiles, autrefois exploité, qu'on aurait pu assimiler par ses affinités lithologiques aux schistes ardoisiers du flanc E. du Mont Catogne et du Mont Chemin, dont l'attribution au Lias moyen n'est pas douteuse (*Ægoceras capricornu*). Seulement, on trouve, en les examinant soigneusement, des différences entre les deux roches, et on voit bientôt, entre autres, que les schistes ardoisiers supportant les dalles de Sembrancher, présentent les cavités caractéristiques de la présence de cristaux de pyrite de fer, ayant en se décomposant, rongé et élargi leurs parois, particularité que je n'ai pas retrouvée dans les schistes ardoisiers liasiques, mais que j'ai retrouvée, par contre, dans les schistes noirs affleurant sur la route entre Vence et les Planches au N.N.W. de Vence. On avait cherché, trompé par la ressemblance avec les schistes ardoisiers situés en face, à exploiter ces schistes pour ardoises, ce à quoi on a dû bientôt renoncer. Ces schistes reposent sur les calcaires cristallins à grosses Bélemnites.

Il est donc logique d'attribuer au Lias-Jurassique moyen ces schistes ardoisiers du Peutet.

Et puisque les dalles siliceuses de Sembrancher ne paraissent être qu'un faciès spécial de cet énorme dépôt des Schistes lustrés, nous devons attribuer à l'ensemble du dépôt dans la région étudiée un âge allant du Trias tout à fait supérieur au Jurassique moyen.

Digitized by Google

M. Graeff a, d'ailleurs, trouvé des fossiles suffisamment caractéristiques sur le flanc E. du Mont Catogne pour pouvoir attribuer l'ensemble au Lias supérieur-Jurassique moyen (1).

On voit que pour l'appréciation de l'âge des Schistes lustrés et des « Bünsdnerschiefer », MM. Heim, Schmidt, Schardt, Franchi, Termier, Marcel Bertrand, Graeff, etc., et moi-même, nous sommes arrivés à une conclusion semblable, donnant à leur base le même âge que Lory, Gerlach et Favre avaient déjà indiqué pour l'ensemble du dépôt.

Mais de plus, comme je l'ai déjà dit, les Schistes lustrés de cette région présentent des caractères différents des roches connues ailleurs sous ce nom.

Je suis intimement convaincu que les roches que l'on désigne actuellement sous le nom générique de *Schistes lustrés*, forment en réalité un dépôt hétérogène, uniformément hétérogène. Et ce n'est pas seulement la constatation que j'ai pu faire, que les bords de la bande ont un faciès tout à fait différent du centre, qui m'a apporté cette conviction, mais ce sont surtout les conditions tectoniques réalisées dans la région étudiée et ses environs, appuyées par les observations des auteurs.

Dans le Briançonnais, la même bande est occupée par le Flysch qui, graduellement, est remplacé par les Schistes lustrés vers le N. ([16] t. II, p. 139).

M. Steinmann ([68] *loc. cit.*) critique l'attribution de ces schistes proposée par MM. Heim, Schmidt et Schardt, d'après des données paléontologiques qui leur ont été fournies par les *bords* du dépôt

(1) Les schistes ardoisiers exploités au-dessus de Saxon, dans la berge droite du torrent de Vellaz, ont un faciès identique aux ardoises de la bande liasique du versant E. du Mont Catogne, exploitées au haut de Som-la-Proz au N. E. (dans le voisinage direct) du lac Champex, et au S. W. de Sembrancher. Ces schistes ardoisiers sont situés sur les dalles de Sembrancher, dans le flanc normal de l'anticlinal gypseux et font partie de l'assise de Schistes lustrés enveloppant normalement le noyau anticlinal. Si on rapportait ces schistes, dans lesquels on n'a malheureusement pas pu trouver de fossiles, au Lias supérieur, il s'ensuivrait que les dalles de Sembrancher et de Saxon seraient encore plus jeunes et que la plus grande partie du dépôt serait attribuable au moins au Lias.

Digitized by Google

(voir *ante :* p. 57). Il fait remarquer que dans une région aussi disloquée les gisements fossilifères des bords peuvent très bien avoir été arrachés aux couches limitrophes. D'après lui, c'est le *centre* du dépôt qui présente le plus de chances d'être sans mélanges étrangers, et c'est donc lui qui doit permettre de définir l'âge de ce dépôt. Et, comme nous l'avons déjà dit, il y a trouvé du Flysch incontestable devenant de plus en plus cristallin vers l'intérieur la chaîne.

Je suis néanmoins convaincu que MM. A. Heim, C. Schmidt et H. Schardt n'ont pas attribué sans de bonnes raisons un âge précis à un dépôt fossilifère. D'autre part, je suis persuadé que M. Steinmann a fait une constatation exacte.

De ces deux observations, il résulte, à mon avis, que nous avons à faire à un dépôt hétérogène au point de vue de l'âge, c'est-à-dire à un synclinal qui présente des faciès lithologiques tels qu'on ne peut pas séparer rigoureusement les différents étages qu'il renferme.

Le problème se complique encore par les fluctuations de l'inclinaison des axes des plis, qui est la règle dans les Alpes ([60]) et qui fait qu'en suivant un dépôt dans le sens de l'axe des plis, comme le veut M. Steinmann, on peut arriver graduellement dans le dépôt situé au-dessus ou dans celui au-dessous. De même, suivant que l'on s'éloigne ou que l'on s'approche du noyau cristallin sous-jacent, le métamorphisme est moins ou plus appréciable.

C'est ainsi, probablement, que M. Steinmann, en se dirigeant du Rhæticon vers l'W., a vu disparaître graduellement les fossiles du Flysch qu'il avait trouvés au centre des « Bündnerschiefer ».

J'ai pu faire des observations analogues dans la région que j'ai étudiée, et quoique ne connaissant pas les Schistes lustrés du Piémont, je suis convaincu que, là aussi, ce sont les parties hautes ou plutôt peut-être bien les parties centrales qui peuvent être dans certains cas du Tertiaire, de même que les bords plus ou moins développés peuvent alors être ou secondaires, ou formés par des roches plus anciennes.

L'âge des Schistes lustrés, des Bündnerschiefer, varie donc

Digitized by Google

selon l'endroit où on les trouve et selon la partie que l'on considère.

Lias inférieur calcaire (Sinémurien).

C'est sur les flancs orientaux du Mont Chemin, dans la forêt de Goillet, environ en haut et entre l'*u* et l'*i* des mots *Tête des Econduit* que j'ai découvert un banc fossilifère sinémurien.

C'est un calcaire à Entroques de couleur brunâtre, très argileux avec Ammonites généralement mal conservées et difficiles à dégager, mais parmi lesquelles j'ai pu pourtant déterminer l'*Arnioceras semicostatum* Young et Bird (*Arn. geometricus* Opp.) du Sinémurien. Un peu plus au N., l'assise afleure et renferme de nombreuses Bélemnites de petite taille, dans un banc épais, au S.W. de l'hôtel Vélan.

J'ai retrouvé cette couche reposant sur un calcaire siliceux qui, à son tour, repose sur les micaschistes, au S. de Saxon.

M. Schardt ne fait pas mention d'Ammonites dans cet étage que je dois considérer comme identique à son étage du Lias inférieur à Bélemnites, alternant avec des calcaires siliceux [63] et des calcophyllites à Echinodernes passant aux calcaires siliceux de M. Graeff sur le versant E. du Mont Catogne [59]. Enfin Gerlach [27] signalait aussi ces calcaires siliceux sans faire mention de fossiles, sur le flanc E. du Mont Catogne (1).

Favre signale bien un dépôt fossilifère à Bélemnites à côté de celui-ci, mais l'assise en question semble lui avoir échappé ou bien il l'a confondue avec celle qu'il signale.

Lias moyen (schisteux).

Le Lias moyen est représenté par un dépôt très constant et

(1) J'ai été d'abord tenté d'assimiler ce calcaire siliceux alternant avec des calcaires à Entroques du Sinémurien avec les dalles (grès) de Sembrancher dans le flanc inverse du synclinal, les deux assises faisant immédiatement suite, et dans le même sens, à des schistes ardoisiers noirs plus jeunes.

C'est sur le flanc du Mont Chemin seulement que j'ai pu trouver des fossiles dans ces schistes noirs; le calcaire à Entroques à grosses Bélemnites plus récent manque sous les schistes noirs du Peutet. Enfin les grès calcaires de Sembrancher n'ont jusqu'à présent donné aucun fossile; de sorte que, bien que je sois tenté de les placer au même niveau géologique, il m'est impossible d'être affirmatif.

Digitized by Google

uniforme, depuis la vallée du Rhône jusqu'à l'W. de Som la Proz dans le val Ferret suisse.

C'est l'assise de schistes ardoisiers noirs à Céphalopodes pyriteux. Je connais des affleurements de cette bande importante : au S. E. de La Giète (vallée du Rhône, N. E. de Charrat), où on l'exploite pour des besoins locaux; puis, surmontant l'ancienne exploitation de gypse au-dessus de Charrat, où l'assise est recouverte par les éboulis du Malm excepté dans la partie presque inaccessible du dévaloir; en bas de Vence (versant E. du Mont Chemin) où elle est fossilifère; au S. W. de Sembrancher, où M. Schardt a aussi trouvé les mêmes fossiles; enfin, plus au S. encore, tout le long des flancs E. du Mont Catogne presque sans discontinuité.

C'est un schiste noir, compact, à rognons pyriteux, capable pourtant de donner de bonnes ardoises. Dans l'ancienne exploitation, au-dessous de Vence, j'ai trouvé des débris d'Ammonites parmi lesquelles j'ai pu déterminer l'*Ægoceras capricornu* Schloth. M. Schardt [63] signale le même fossile (sous le nom de *planicosta*) associé à l'*Amaltheus spinatus* sur le flanc E. du Mont Catogne. M. Graeff [59] ne fait pas mention de fossiles en ce point; M. Ritter signale ces schistes comme reposant directement sur les porphyres quartzifères du versant E. du Mont Blanc (probablement au S. de Som la Proz), aux Sasses, en haut du couloir du T^t du Guero et plus au S. encore [77]; enfin Favre signale [20] sous la Mayaz des schistes ardoisiers noirs recouverts par un calcaire noir à baguettes d'Oursins, déjà découvert et signalé par F.-S. Wild en 1787 [25].

Lias supérieur (calcaire).

Une belle coupe du Lias inférieur à Céphalopodes, des schistes ardoisiers que nous venons de décrire, et de l'étage suivant, nous est fournie en bas des champs du village de Vence, dans une ancienne exploitation d'ardoises, au S. des granges les plus basses.

On y trouve ces ardoises entre deux bancs calcaires fossilifères, dont le plus inférieur repose sur les cargneules recouvrant les

Digitized by Google

schistes cristallins du Mont Chemin (décrits par M. Helbling [94]). Mais plus abondant et plus accessible est le gisement fossilifère de l'étage surmontant les schistes ardoisiers, au N.W. de Vence, le long du sentier qui descend des Planches dans la Forêt du Goillet, une vingtaine de mètres plus haut que le gisement du Sinémurien que je viens de signaler. Les schistes ardoisiers apparaissent en ce point sous les bancs calcaires à grosses Bélemnites dans un très petit affleurement. Ce calcaire à Entroques, de couleur brunâtre, renferme de grosses Bélemnites et des Pentacrines abondantes. Un exemplaire de Bélemnite mesure 2,5 centimètres de diamètre.

Favre (1) ([25] t. III, p. 116) qui signale ce gisement, dit que P. Merian en a déterminé les fossiles comme appartenant au Toarcien. Ch. Mayer, par contre, les plaçait dans le Lias moyen. Il a, de plus, trouvé un gîte des mêmes fossiles au S.W. des Planards (sous le col des Planches, versant du Rhône) ([26] p. 57). Gerlach croit avoir retrouvé la même couche à Leytron, sur la rive droite du Rhône.

En dehors de la région étudiée, des dépôts fossilifères de cet étage ont été signalés par M. Graeff [59] sur le versant du Mont Catogne (Bélemnites placées par lui dans le Jurassique), par M. Ritter [77] et MM. Duparc et Pearce, au-dessus de l'Amone (fond du val Ferret suisse), où il couvre directement un conglomérat composé de galets, de porphyres et d'amphibolites feldspathisées.

Lias supérieur - Jurassique moyen schisteux.

Le Jurassique moyen, avec probablement encore le sommet du Lias, est représenté par des schistes sériciteux calcaires à concrétions de calcite et de quartz, de couleur légèrement verdâtre, luisants et généralement très plissotés. C'est le Lias-Dogger typique

(1) A. Favre. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, etc. Il cite de grosses Bélemnites, Pecten et Huîtres au N.W. de Vence. Les Bélemnites ont jusqu'à 24 centimètres de longueur et ont été déterminées par le Prof. Merian de Bâle comme *B. paxillossus* (Schloth) ou *B. paxillosus amalthei* (Quenst.) du Lias moyen. M. C. Mayer en fait des *B. elongatus* du Lias moyen (t. III, p, 116).

Digitized by Google

de certains géologues suisses (au point de vue lithologique) qui enveloppe à Vence et à l'E. de ce village la puissante masse de calcaire bleu compact du Jurassique supérieur.

Facilement attaquable par les agents atmosphériques, cet étage laisse apparaître le fort relief du « Hochgebirgskalk », qui généralement le cache sous ses éboulis, comme à Vence et sur presque tout le versant N. W. du Massif de la Pierre à Voir. Mais on le voit affleurer à l'E. des Crevasses (N. de Sembrancher), entre le Roc de Vence et le calcaire siliceux du Peutet. Je n'ai pas pu y trouver de fossiles; M. Graeff, plus heureux que moi, a découvert des Bélemnites dans ce dépôt, sur le versant E. du Mont Catogne [59]; ce sont ses brèches Echinodermiques avec Bélemnites et intercalations de phyllite calcaire verdâtre et ses schistes verdâtres à Bélemnites ([59] coupe V. 2 et 3).

Gerlach a déjà signalé ce dépôt, sans y indiquer de fossiles ([27] p. 60) sur le versant du Mont Catogne; de même, M. Schardt l'a cité [63] dans le livret-guide du congrès de Zurich. Quant à MM. Duparc et Mrazec, il y a lieu de remarquer qu'ils donnent bien du « Dogger » sur leur carte, sur le versant E. du Mont Blanc (Mont Catogne), mais c'est ce que MM. Schardt, Pearce, Graeff et la plupart des géologues suisses désignent comme « Malm », et que nous avons d'après eux adopté aussi comme tel (Jurassique supérieur).

MM. Duparc et Mrazec ([65] p. 192) assimilent les énormes dépôts du calcaire bleu compact aux assises de faciès évidemment analogue de l'Amône, dans lesquelles M. Greppin a trouvé une faune bajocienne.

Avant de quitter le Jurassique moyen, j'ajouterai encore un mot sur ses relations avec les Schistes lustrés. M. Graeff définit les schistes du Dogger comme Schistes lustrés typiques. M. Schardt n'hésite pas, comme nous l'avons vu, à placer les Schistes lustrés dans le Lias-Dogger (1).

(1) Il est curieux que M. Pearce qui a spécialement collaboré à la Carte de MM. Duparc et Mrazec pour les régions du Val Ferret et Courmayeur [79] ait déclaré deux ans après dans ses Recherches sur le versant S. E. du Massif du Mont Blanc, p. 322, que le Dogger était *très peu représenté*.

Digitized by Google

Dans notre région, les Schistes lustrés et le Lias-Dogger sont nettement séparés par les grès calcaires de Sembrancher, partout où ces derniers existent. Au N. de Sembrancher, il existe sous le Lias grèseux une bande de schistes ardoisiers exploitée jadis que j'ai un moment cru être l'équivalent des schistes ardoisiers exploités au S. W. de Sembrancher. Je suis maintenant convaincu qu'ils équivalent aux schistes du Jurassique moyen qu'on trouve aussi sur le sentier, entre Vence et Les Planches, et qui monte à l'W. du village.

Là aussi on a recherché des ardoises exploitables dans ce dépôt qui est supérieur aux schistes ardoisiers à grosses Bélemnites du Lias supérieur.

En outre, comme je l'ai déjà dit, les calcaires grèseux de Sembrancher, très puissants et très constants au N. et au N. E. des Fourches (S. E. de Sembrancher), disparaissent graduellement vers le S. et ne se retrouvent plus au S. d'Orsières.

Et partout où ces « dalles » font défaut, il est impossible d'indiquer la limite entre les « Schistes lustrés » (SK de Gerlach) et le Jurassique moyen.

Jurassique supérieur.

Le Jurassique supérieur est formé par un calcaire bleu, compact, cristallin, devenant plus cristallin à la base (1). Comme tous les dépôts de la région, ce calcaire est fortement laminé et accuse une schistosité marquée ; il se débite en parallélipipèdes. Les parties extérieures sont plus chargées de concrétions calciteuses, ellipsoïdales et aplaties, que la partie centrale. Le dépôt forme partout des escarpements colossaux (Roc de Vence, La Dent, la Lixe blanche, etc.), à pente très raide, sur un des versants. Les éboulis recouvrent et masquent le sol sur de grandes étendues.

Au sud de la Drance, le Jurassique moyen constitue la cuirasse extérieure principale si curieuse du versant E. du Massif du Mont Blanc.

M. Graeff signale quatre niveaux différents à Bélemnites dans le Jurassique du Mont Catogne, versant E.

Digitized by Google

C'est en raison de l'analogie de faciès que la plupart des géologues suisses ont placé ces couches dans le Jurassique supérieur.

M. Graeff [59], seul, a trouvé des fossiles sur le flanc E. du Mont Catogne et il n'hésite pas à assimiler ces couches au « Hochgebirgskalk ».

Le dépôt devient encore plus cristallin en descendant dans la vallée (Saxon, par exemple).

Grès du Malm. — Le centre du Roc de Vence est occupé par un grès calcaire gris-jaunâtre, qu'on ne retrouve que localement. M. Lugeon, à qui j'ai pu montrer ce dépôt, l'a assimilé [112] aux Grès du Malm qu'il a trouvé dans le Massif du Torrenthorn et qui, là aussi, ne paraît être qu'un accident local du dépôt du Jurassique supérieur.

J'ai retrouvé ce dépôt à l'W. de Sembrancher dans la petite colline au S. de la route postale de Martigny, puis en éboulis dans le couloir boisé au-dessus de Sapin Haut (S. W. de Saxon), enfin derrière Saxon-les-Bains, où il est transformé en un quartzite contenu dans le marbre du Jurassique supérieur.

Digitized by Google

Digitized by Google

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

Généralités. — La région du massif de la Pierre à Voir est une région essentiellement isoclinale, tous les plis ayant une même direction N.N.E.-S.S.W. avec une légère inflexion vers l'E. à partir de l'arête du massif et devenant ensuite N.E.-S.W. L'inclinaison des couches varie de 40° à 75° et davantage et est toujours dirigée vers le S.E. Cette disposition isocrinale, qui augmente singulièrement les difficultés d'étude des problèmes stratigraphiques et tectoniques, est le trait dominant des zones médianes des Alpes occidentales, depuis les Alpes Liguriennes jusqu'au delà de la vallée du Rhône, difficultés augmentées encore par la rareté des fossiles caractéristique.

C'est Charles Lory [22] qui, le premier, en 1866, a essayé de diviser les Alpes occidentales en zones naturelles. Se basant sur la structure des Alpes du Dauphiné et de la Savoie, il montrait que les Alpes pouvaient être divisées en quatre zones, séparées par des failles, et qui se continuaient sur de grandes distances avec les mêmes faciès.

Après lui M. C. Diener [42], en 1891, admet seulement trois zones parallèles, en réunissant en une seule les deux zones cen-

Digitized by Google

trales de Lory. Il appelle la première zone de Lory, *zone du Mont Blanc*, nom sous lequel elle est aujourd'hui généralement connue c'est la zone la plus externe. La deuxième et la troisième zones de Lory sont réunies sous le nom de *zone du Briançonnais* et la quatrième zone, la plus interne, reçoit le nom de *zone du Mont Rose*.

En suivant ces zones, on s'aperçoit bientôt, comme l'a montré M. Haug, que Ch. Lory a confondu les zones tectoniques avec les zones de sédimentation quand il a cherché à les prolonger en dehors de la région pour laquelle il les avait établies, c'est-à-dire la Savoie et le Dauphiné.

M. Diener a fait la même confusion et de plus a réuni à tort en une seule, la deuxième et la troisième zones de Lory; car malgré que ces deux zones se confondent sur des distances considérables, entre les Alpes Liguriennes au S. et le Briançonnais, puis entre la vallée de l'Isère et la vallée de la Viège en Vallais, il n'en est pas moins vrai que dans l'intervalle, entre le Briançonnais et l'Isère, dans les Alpes Liguriennes au S. [96] et à l'E. de la vallée de la Viège, ces deux zones sont parfaitement individualisées [43,72].

Le massif de la Pierre à Voir étant traversé par les deux zones centrales, se trouvant en outre sur le bord E. de la zone externe et tout près de la limite occidentale de la zone la plus interne, je vais passer en revue rapidement ces grandes lignes directrices des Alpes occidentales, telles qu'elles ont été établies par M. Émile Haug.

Zone axiale houillère. — La zone axiale houillère (M. Em. Haug) ou troisième zone de Lory, ou zone du Briançonnais (M. Termier) est caractérisée par le fait, que les plis de son bord occidental sont déjetés vers l'W. et ceux de son bord oriental vers l'E. Cette disposition des zones alpines est manifeste dans les Alpes Liguriennes et entre Valloire et le Doron pour la limite occidentale de la zone axiale; le Houiller y est refoulé à l'W. sur le Trias.

Entre Polset et le roc du Soufre à la limite orientale, le Permien chevauche par contre sur le synclinal triasique de

Digitized by Google

Modane-Polset-col de Chavière-Roc de la Pêche (vallée du Doron, en amont de Bozel).

La limite orientale se prolonge suivant le versant W. du Val de Grisanche. Dans les régions italiano-suisses la zone houillère se poursuit par la zone du Grand Saint-Bernard de Gerlach (Feuille XXII) affectant une disposition isoclinale jusqu'à la vallée de la Viège et passant par la Salle, le col de la Serena, le col de la Fenêtre et le Grand Saint-Bernard, la Combe de La, Liddes, Châble, le col des Établons, Isérables (dans la Vallée du Rhône), Nendaz, Bramois et Chippis-Viège. Depuis Viège la zone axiale, se prolongeant au S. des massifs du Gothard et de l'Aar, comprend les massifs du Monte Leone, de l'Ofenhorn, de Lebendun, et enfin de Lucomagno qui forme sa limite la plus orientale et se soude au massif du Tessin, appartenant à la zone du Piémont, zone qui forme la limite E. de la zone axiale. Dans le Valais, cette zone est nettement limitée à l'W. par une bande de Calcaire dolomitique et de Schistes lustrés triasiques.

Zone des Aiguilles d'Arves. — A l'ouest, la zone axiale houillère est limitée par la zone des Aiguilles d'Arves (M. Haug) ou deuxième zone de Lory, ou zone du Flysch (M. Termier). Elle passe en arrière du massif du Mont Blanc, se continue par les vallées et le col Ferret jusqu'à la vallée du Rhône. Sur le versant nord de ce fleuve la zone des Aiguilles d'Arves-val Ferret se poursuit dans la nappe des Diablerets-Mont Gond-Gasteren, le massif cristallin de l'Aar et du Gothard [63], l'ensemble relayant les plis de la première zone alpine (chaîne des Hautes-Alpes calcaires de la Savoie) ([72] p. 557, 107 et 108), qui se termine par le pli couché de la Dent de Morcles s'enfonçant sous la nappe des Diablerets [95].

Zone du Mont Blanc. — La zone du Mont Blanc (MM. Die-

2. Pour les détails voir : D. Zaccagna, Riassunto di osservazioni, etc., 1887 et 1892, pour les Alpes Liguriennes; Marcel Bertrand, Études dans les Alpes françaises, pour la Tarentaise et la Maurienne, 1887; P. Termier, pour le Briançonnais; Kilian, pour les massifs de Belledonne et des Grandes Rousses; E Haug, pour l'Ubaye et l'Embrunais, 1904, *ainsi que pour l'ensemble* de ces zones alpines et leur prolongement en Suisse au S. et au N. du Rhône, 1896; enfin Maurice Lugeon, pour cette dernière partie, 1902.

Digitized by Google

ner, Haug, Termier) ou première zone de Lory, forme la zone la plus externe des Alpes. Les plis externes de cette zone sont déversés vers l'W. Elle comprend les massifs cristallins du Mercantour et du Pelvoux (réunis par M. Haug dans la zone delphino-provençale), le massif permien de Guillaume, les massifs cristallins de Belledonne, de Beaufort, du Mont Blanc, des Aiguilles-Rouges et les plis couchés de la Dent de Midi et de la Dent de Morcles. Sur la rive droite du Rhône cette zone est relayée par la zone des Aiguilles d'Arves; leur prolongement, c'est-à-dire les plis de la Dent de Morcles s'enfonce en effet sous le Flysch de la zone interne, et supporte l'écaille de Néocomien à Céphalopodes qui, à son tour, porte les plis des Diablerets [95], prolongement de la zone des Aiguilles d'Arves-val Ferret.

Zone du Piémont. — Entre la plaine du Pô et la zone houillère s'étend la zone du Piémont (M. E. Haug), zone du Mont Rose (M. Diener), 4e zone de Lory. Elle comprend de l'W. à l'E. : une série puissante de Schistes lustrés, une série triasique de quarzites, calcaires dolomitiques et cipolins, cargneules et gypses, une série de micaschistes et gneiss (gneiss du Grand-Paradis, d'Arolles, d'Antigorio et du Tessin). Ces derniers s'étendent jusqu'à la zone des amphibolites d'Ivrée, qui forme la limite entre les Alpes occidentales et orientales. A l'inverse des plis appartenant à la zone du Mont Blanc, les plis de la zone du Piémont ont généralement un déversement vers l'E.[72], donnant ainsi lieu à l'éventail alpin établi pour les Alpes françaises par M. Marcel Bertrand [56].

En suivant les bandes tectoniques établies par M. Haug et que je viens de décrire sommairement, on voit que la région de la Pierre à Voir, est limitée à l'W. par la zone du Mont Blanc, qu'elle est traversée *par la zone des Aiguilles d'Arves et par la plus grande partie de la zone axiale houillère.*

Pour notre région, nous subdiviserons ces deux zones de la manière suivante :

1° La *région des massifs hercyniens* à l'W.

2° La *partie centrale* subdivisée elle-même ainsi :

Digitized by Google

a) La zone la plus externe formée par un synclinal dont le noyau est jurassique.

b) L'anticlinal gypseux entre les deux zones *a* et *c*.

c) La zone orientale qui est la zone des *Schistes lustrés*, formant deux synclinaux séparés par un anticlinal houiller.

3° La *partie orientale* comprenant :

a) La zone axiale houillère, constituée par l'anticlinal houiller avec synclinaux triasiques formant la partie occidentale.

b) Un synclinal de quartzites triasiques, s'ouvrant graduellement vers le N. E., et séparant l'anticlinal houiller de *c*.

c) L'anticlinal de Paléozoïque cristallin (Schistes de Casanna) formant la partie orientale.

1° Région des massifs hercyniens.

Cette région est représentée par le Mont Chemin, massif cristallin faisant partie de la bordure originelle du géosynclinal alpin, et formé par un noyau de protogine flanqué de gneiss passant vers les bords à des micaschistes.

Le massif s'enfonce nettement sous les plis alpins, et sa stratification fait un angle très aigu et bien visible avec la direction de la poussée alpine.

Je n'ai pas étudié ce massif en détail et je me suis borné à établir ses relations avec la partie qui lui fait suite à l'E. et sa constitution lithologique sommaire.

Pour les données cartographiques de la partie S. E., je me suis appuyé sur le travail du Dr Helbling, dont j'ai pu apprécier l'exactitude.

2° Partie centrale.

a. **Zone la plus externe.** — De Martigny-Ville un sentier va, par Chemin-d'en-Bas, à Chemin (plus à l'E. S. E.), où il se bifurque, la branche méridionale continuant sur Vence, la branche septentrionale passant par Chez Large pour aller aux Planches. Jusqu'à Chez Large nous restons sur le soubassement cristallin,

Digitized by Google

dans lequel nous trouvons à cet endroit des filons de marbres blancs, signalés déjà par MM. Schardt et Helbling [94].

Continuant vers les Planches nous rencontrons près du bord de la forêt, un peu au N. du sentier, un petit affleurement de quartzites du Trias inférieur. Un peu plus loin, on trouve les calcaires dolomitiques et cargneules du Trias supérieur. Enfin dans un petit ravin au bas de la route de Vence à Chemin, on retrouve ces quartzites sous le calcaire dolomitique et reposant, à mon avis, sur le Houiller métamorphique [63].

Sur l'arête même, le Trias moyen gypseux ne se montre pas, mais nous le voyons affleurer en bancs puissants dans le dévaloir de la Botze, puis un peu plus à l'E., au-dessus de Charrat, où il repose sur les micaschistes et faisait l'objet d'une exploitation assez active; puis enfin, au S. E. de la Giète où il semble reposer directement sur du gneiss. Du dépôt signalé par Gerlach derrière Saxon-les-Bains, je n'ai pu trouver que des traces; le calcaire dolomitique, par contre, changé quelquefois en marbre blanc et des cargneules y étant bien représentés.

Enfin, on trouve des traces de gypse dans les Champs sous Vence.

Continuant notre route, nous voyons apparaître, un peu plus à l'E., avant d'arriver à la grange solitaire bâtie à gauche de la route, des cargneules du Trias supérieur. On peut les suivre à travers la forêt dans une direction d'abord S. W., mais devenant bientôt S. E.

On voit affleurer les calcaires dolomitiques très broyés à la hauteur de la lettre F^t, des mots de la carte « F^t du Goillet », en haut du village de Vence, sur la route conduisant à Chemin, en haut du dévaloir qui aboutit à l'W. de la Galerie de la Monnaie dans la vallée de la Drance. Les calcaires dolomitiques y reposent sur des micaschistes qui sont microscopiquement et macroscopiquement identiques au Paléozoïque cristallin [63]. Plus bas et dans la même direction S. E., ils se continuent par une puissante bande de cargneules, puis on les voit réapparaître çà et là dans les Champs de Vence jusqu'à une ancienne exploitation d'ardoises en bas du sentier qui conduit de Sembrancher à Vence. Enfin, on ne les

Digitized by Google

retrouve plus que sur l'autre rive de la Drance, plaqués sur les terrains cristallins du mont Catogne.

Plus au N. E., ces calcaires dolomitiques reposent sur le gypse du Trias moyen exploité en haut de Charrat; ce gypse est lui-même superposé aux micaschistes du Mont Chemin. De là, on suit ces calcaires dolomitiques sur ce flanc gauche du Rhône, alternant avec le gypse et reposant tour à tour avec lui sur le Cristallin du Mont Chemin, jusqu'à Saxon, où ils s'enfoncent sous les alluvions de la vallée du Rhône.

Plus loin encore, vers le N. E., nous trouvons un peu plus à l'orient sur le même sentier, derrière la même grange isolée, non marquée sur la carte, un monticule. En l'escaladant, nous constatons qu'il est formé par un affleurement de calcaire très cristallin de couleur brune et dans lequel on trouve en assez grande abondance des Bélemnites de petite taille associées à des Ammonites. C'est le dépôt fossilifère que j'ai décrit dans le chapitre « Stratigraphie », il se prolonge au S. W. dans la forêt, restant toujours fossilifère; j'y ai trouvé l'*Arnioceras semicostatum* Young et Bird, du Sinémurien. Je n'ai retrouvé cette bande qu'en haut de Saxon, où elle ne m'a pas paru fossilifère (1).

Au S., sur le flanc du Mont Catogne, je n'ai pu retrouver cet affleurement fossilifère, mais M. Schardt [63] signale en ce point un calcaire marneux alternant avec un calcaire siliceux qui repose directement sur le Trias supérieur et que je dois assimiler à la même bande. C'est probablement là que M. Graeff a trouvé des Bélemnites [59]. L'assise qui suit, dans l'ordre stratigraphique, c'est-à-dire les schistes noirs à *Ægoceras capricornu*, affleure sous le calcaire cristallin du Lias moyen, le long du sentier qui conduit dans la forêt. Nous la retrouvons en bas de Vence dans cette même ancienne exploitation d'ardoises, jusqu'où nous avons déjà suivi la bande de cargneules et de calcaires dolomitiques.

(1) On retrouve un affleurement de calcaire cristallin à Bélemnites au S. W. des Planards (en dessous et au N. de l'Hôtel Vélan au col des Planches). Je n'y ai pas trouvé de Céphalopodes; je ne saurais donc pas dire avec certitude s'il appartient au Lias inférieur (Sinémurien) ou bien au Lias supérieur à grosses Bélemnites.

Digitized by Google

Ces schistes ardoisiers y sont, en outre, surmontés par le calcaire à Entroques à grandes Bélemnites formant l'étage suivant.

Sur l'autre versant de la Drance on suit ces mêmes schistes dans l'exploitation qui se trouve à l'W. de Sembrancher, puis au Petcheu (S.E du lac Champex), plus au S. encore, à côté du torrent des Prés Nondys (S. de Som la Proz dans le Val Ferret suisse), puis sur les porphyres quartzifères des Sasses et plus au S. encore où ils ont été signalés par M. Ritter [77].

Sur la rive gauche du Rhône, on voit cette assise schisteuse affleurer dans les dévaloirs de la Rappe et de la Botze au S.W. de Charrat, surmontant l'ancienne exploitation de gypse, puis au S.E. de la Giéte où elle avait donné lieu à une petite exploitation locale. Ensuite, elle disparaît, soit par étirement, soit sous les accumulations souvent considérables des éboulis du Jurassique supérieur.

Suivant toujours notre route de Chemin aux Planches nous rencontrons, un peu plus à l'E. de la grange isolée, un sentier qui se détache du chemin que nous avons suivi jusqu'à présent et qui descend à droite dans la forêt. A gauche, vers le bas, se trouvent les champs cultivés de Vence, à droite, un banc de calcaire à Entroques, également très cristallin, pétri de Bélemnites de grandes dimensions et de Pentacrines.

Nous avons ici la succession des schistes ardoisiers sous les calcaires cristallins à Crinoïdes et Bélemnites, tandis qu'un peu plus loin et plus bas, dans la forêt, on retrouve des petits affleurements du calcaire cristallin du Sinémurien.

J'ai retrouvé ce calcaire à Entroques en bas du village de Vence dans l'exploitation d'ardoises abandonnée. MM. Schardt et Graeff le signalent sur les flancs du Mont Catogne avec les mêmes caractères. Vers le N.E., je n'ai pas pu constater sa présence d'une façon indubitable, en aucun endroit, parce que je n'ai pas trouvé de fossiles. Aucun des auteurs ne le signale du reste, à l'exception de Favre (Gerlach en parle d'après la citation de Favre) qui indique un dépôt fossilifère à grosses Bélemnites à l'W. du Planard. (N. des Planches).

Aucun des terrains que nous venons de mentionner ne se

Digitized by Google

retrouve à l'état fossilifère sur le flanc inverse du synclinal jurassique.

L'assise suivante (Lias-Dogger des géologues suisses), le Lias supérieur-Jurassique moyen, est bien représentée et nous pouvons la suivre sur les deux flancs du noyau jurassique supérieur qui forme le magnifique escarpement du Roc de Vence.

Elle occupe probablement toute la largeur entre les Planches et le pied occidental des Crevasses et descend en une large bande entre les assises que j'ai citées plus haut et le Jurassique supérieur jusqu'à la vallée de la Drance, mais n'affleure que rarement, couverte qu'elle est par les débris du « Hochgebirgskalk » et plus loin par du Glaciaire.

Au S. de la Drance elle occupe toute la largeur de la rive gauche des deux vals Ferret jusqu'aux pieds des grandes *plaques de blindage* du Jurassique supérieur sous lesquels elle est très réduite, Gerlach ([32] coupe II, 31) et M. Schardt la signalent dans des coupes prises presqu'au même endroit. M. Graeff y a trouvé des Bélemnites. Sur la rive droite, elle passe aux Schistes lustrés du Trias supérieur-Lias-Dogger (recouvrant le Gypse) par l'intermédiaire des calcaires siliceux qui, depuis les hauteurs de Saxon jusqu'aux Fourches au S. E. de Sembrancher ont formé une limite si nette entre les deux terrains, et qui plus au S. manquent presque toujours. Au N. E. des Planches nous ne pouvons que très rarement trouver des affleurements de ce terrain parce qu'il est généralement couvert par les éboulis du calcaire du Jurassique supérieur. Je l'ai retrouvé cependant, dans la combe au S. et en haut de Plan Bo (S.S.W. de Saxon) se continuant, d'une façon discontinue jusqu'à Sapin Haut (plus au N. E.), puis dans le couloir du Tassieu en bas de la première exploitation des dalles de Saxon (le Reposeur); enfin il réapparaît dans le couloir du Vellaz plus au N.E.

Le centre du synclinal de la partie jurassique est formé par une puissante assise du Jurassique supérieur, affleurant en face, à l'E. des Planches, et formant le Roc de Vence ou les Crevasses.

Nous suivons cette assise jusque dans la vallée de la Drance, au N. de Sembrancher. Sa continuation se retrouve dans les *blindages* du versant oriental du Mont Catogne et se continue

Digitized by Google

jusque dans les profondeurs extrêmes du val Ferret suisse en se réduisant considérablement.

Vers le N. E., nous voyons une double rangée d'affleurements, formant des escarpements puissants le long de la rive gauche du Rhône. Ils deviennent de plus en plus cristallins en descendant, et on peut les suivre avec de légers intervalles jusqu'au S. E. de Saxon, où ils se perdent bientôt sous les alluvions du Rhône.

On voit une bande de grès au centre de ce Jurassique supérieur (calcaire bleu). Elle est bien représentée dans le Roc de Vence, tandis qu'au S. de la Drance de Bagnes on ne la retrouve qu'à un seul endroit, dans le petit monticule à l'W. de Sembrancher et au S. de la route postale qui vient de Martigny. C'est peut-être là le même terrain qui affleure à Mayenzet (S. W. de Sembrancher) et qui figure dans la coupe de M. H. Schardt dans le flanc inverse du synclinal jurassique ([63] fig. 2).

Le contact du synclinal que nous venons de décrire avec le massif cristallin donne très nettement l'impression d'un contact de charriage (planche II, coupe 4).

En effet, ce fait apparaît indubitablement en bas de la route qui va de Chemin à Vence. Les couches du massif cristallin discordantes avec le Trias inférieur (peut-être même le Houiller très métamorphique) s'enfoncent sous le synclinal triaso-jurassique (et les couches du Houiller (?) métamorphique). Ce Houiller métamorphique se modèle sur le massif cristallin en contact, tout en montrant son affinité avec les couches sédimentaires

Les couches sédimentaires sont en outre très broyées dans la zone de contact.

b. **Anticlinal gypseux.** — Des Planches on monte jusqu'au col où se trouve l'hôtel Vélan dans une magnifique forêt de sapins et de mélèzes. Le sol recouvert d'éboulis et d'Erratique ne laisse voir aucun affleurement. Derrière l'hôtel on trouve de nombreuses petites exploitations de minerais de fer abandonnées et remblayées.

Le long de la route qui à l'E. se dirige vers l'hôtel de la Pierre à Voir, on voit çà et là jusqu'en face, à l'W. du col du Tronc des

Digitized by Google

affleurements de calcaires devenus très schisteux et se débitant en minces plaques.

Je n'y ai pas trouvé de fossiles, la pâte est identique à celle du « Hochgebirgskalk » et, en outre, dans ces éboulis il se débite de la même façon. J'ai donc, quoiqu'avec hésitation, rapporté ces calcaires au Jurassique supérieur. Au delà, le Pas du Lens est couvert de blocs erratiques parmi lesquels prédomine le type très cristallin des Schistes de Casanna. Mais au N., se continuant vers le S. dans le roc de la Barma, nous trouvons partout des affleurements de cette pierre renommée qu'est le grès siliceux connu sous le nom de « dalles de Sembrancher » ou « dalles de Saxon ».

Ce grès siliceux se continue plus au S., bordant le Ravoir à l'W., et formant les imposants escarpements de Saint-Jean, qui se prolongent jusque sur la rive droite de la Drance de Bagnes, au N. de Sembrancher. Sur l'autre versant de la Drance de Bagnes au S. E. de Sembrancher, nous trouvons encore deux affleurements, face à face et séparés par la Drance d'Entremont, activement exploités.

Puis le dépôt se continue avec de nombreuses interruptions jusqu'au N. d'Orsières où sont les derniers témoins de ces grès si importants plus au N.

Au N. E. du Pas du Lens, nous pouvons suivre ces mêmes grès formant un escarpement élevé, à gauche et le long du sentier qui, de Peutix, va à Arbarey (au S. de Saxon) et traverse un peu plus loin dans la même direction le torrent de Tassieu. En ces deux derniers endroits, on trouve de grandes carrières de cette pierre qu'on descend sur Saxon par un système de câbles.

A l'E. de Saxon, enfin, sur la rive droite du Saxonnet, les dépôts s'enfoncent sous les alluvions du Rhône.

Encore plus au N. E., au delà de la petite chapelle du Pas du Lens, on pénètre dans une région parsemée d'effondrements dus à la dissolution du gypse. On parvient à un affleurement qui fut exploité pour la fabrication du plâtre nécessaire à la construction de l'hôtel de la Pierre à Voir; cet affleurement est en haut du sentier qui conduit au Peutix, près d'une source assez bonne. Vers le S., la bande gypseuse disparaît pour réapparaître sur le

Digitized by Google

sentier qui descend de Levron à Vernet (à l'W. de Vollège, vallée de Bagnes (planche II, coupe 4). On la suit ensuite jusqu'auprès de Vernet même où elle est recouverte par le Calcaire dolomitique et les Schistes lustrés. Elle est exploitée en ce point pour les besoins locaux de Vollège et Sembrancher.

Plus au S. ([52] et [63]) on retrouve l'anticlinal gypseux à Douay, où il est cité aussi par M. Schardt, tandis que Gerlach ne l'indique ni sur sa carte (Feuille XXII) ni dans sa coupe (II [32]). Puis encore plus au S. dans le val Ferret, sur la rive droite de la Drance de Ferret et au S.E. de Som la Proz, on voit de nouveau un affleurement puissant entouré de Schistes lustrés, c'est le dernier affleurement que je connaisse et qui ait été, à ma connaissance du moins, signalé par les auteurs au N. de la Saxe en Italie.

Au N.E., nous voyons cet anticlinal gypseux percer pour la première fois les couches enveloppantes au N.E. de Champ Laurent (au-dessus et au S. de Saxon) et se continuer un peu plus loin jusque tout près du bord du Saxonnet. Mais tout le long de l'emplacement présumé, nous constatons que le terrain présente une gouttière (généralement assez aquifère) qui trahit la présence du dépôt en profondeur.

A l'E. de cette bande, nous trouvons un autre anticlinal gypseux, qui n'en est pas toujours bien nettement séparé, et que nous voyons affleurer individuellement dans les parois raides de gauche du torrent de Vellaz, à côté de l'exploitation d'ardoises, (aux environs du *d* des mots *T^t de Vellaz* de la carte) et que nous poursuivons, sur la route qui va avec un grand détour de Riddes par Ravoire (au S.S.W.) jusqu'à Villy (au S.). On l'y trouve entre deux bandes de Schistes lustrés.

Enfin, avant son plongement sous les alluvions de la vallée du Rhône, ce dépôt est encore constatable en haut et à l'E. de Riddes, sur un sentier non marqué sur la carte, allant de Verbi (S.E. de Plan Fey) à Isérables. Un autre dépôt gypsifère, de cette partie centrale, se trouve au N. de Cotterg (près Châble, vallée de Bagnes) affleurant légèrement au pied et à l'E. du grand escarpement de Schistes lustrés et supportant des Schistes houillers.

Je ne connais aucun autre affleurement de cette bande.

Digitized by Google

Calcaires dolomitiques. — L'anticlinal gypseux supporte et repose tour à tour sur des calcaires dolomitiques, avec çà et là des alternances de cargneules, et nous en trouvons des affleurements tout le long de la bande gypseuse dont il vient d'être question. On voit ces calcaires supportant le gypse en haut de Vernet, sur la route qui conduit à Levron, puis un peu plus haut encore, au bas du village, supportés par le gypse. L'affleurement est caché par les terrains superficiels sur une longue distance et on le retrouve dans le flanc inverse à l'E. d'Arbarey et dans le flanc normal (à l'emplacement des lettres *Ve* des mots *T^t de Vellaz* de la carte), au S.E. du gypse que nous avons signalé.

A Bonatry, il forme le flanc normal de l'anticlinal, le flanc inverse étant formé par un affleurement de cargneules; le gypse est entre les deux. Plus à l'E. encore, sur la route de Ravoire (S.S.W. de Riddes) à Villy, on le voit de nouveau affleurer, ainsi qu'au N.W. de Tors (N.W. d'Isérables), sur l'arête séparant la vallée du Rhône des champs fertiles d'Isérables.

Au S. de la Drance de Bagnes, je n'ai retrouvé ce dépôt qu'à Douay (où il est signalé aussi par M. Schardt [63]); plus au S. je ne le connais pas et je n'ai trouvé aucun auteur qui en fasse mention. Sur la carte de Gerlach, cette bande se continue toutefois par les cargneules sur la rive droite de la Drance de Ferret suisse.

Puis viennent les larges bandes de Schistes lustrés, dont nous trouvons un affleurement puissant, d'abord au N. de Vernet supportant le gypse, quelquefois par l'intermédiaire du calcaire dolomitique. Ces schistes qui forment le flanc inverse de l'anticlinal mésozoïque, se retrouvent encore dans un affleurement important au S. de Saxon, sur les bords du torrent de Vellaz; les éboulis de cette roche cachent tout autre affleurement. Enfin un peu plus au N.E. les Schistes lustrés, forment le flanc normal de l'anticlinal et se continuent au delà de Fay (S.E. de Saxon), avec de légères interruptions, jusqu'à Riddes, où ils plongent sous les alluvions du Rhône. De l'autre côté du Rhône nous retrouvons ces mêmes schistes, marqués sur la carte d'Ischer et Gerlach

Digitized by Google

(Feuille XVII au 1/100.000) à l'W. et au N.W. de Sion, où ils sont aussi signalés par Studer ([5] p. 141).

Au S. de la Drance de Bagnes, ces Schistes lustrés se continuent presque sans interruption, formant en apparence une bande unique jusqu'à l'E. du Bec Rond (2,564 mètres, rive gauche du torrent de La) et plus au S.E. encore.

c. **Zone principale des Schistes lustrés.** — A l'E de la bande de Schistes lustrés dont nous venons de parler, on peut suivre d'une façon presque ininterrompue la masse principale de Schistes lustrés, depuis Vollège, dans la vallée de Bagnes, jusque dans la vallée du Rhône, à l'E. de Riddes, où elle forme quelquefois par l'intermédiaire du Calcaire dolomitique le flanc inverse du pli anticlinal houiller à l'W. de la Dent de la Pierre à Voir.

On aperçoit de loin des lambeaux de calcaire dolomitique dans les parois inaccessibles du haut bassin de réception du Merdensom (torrent à l'E. de Vollège, vallée de Bagnes), puis en haut dans le couloir de la branche centrale du torrent Terset, enfin au N. de Tors (N. N. E. d'Isérables).

La même bande du Houiller qui fait suite à l'E. présente des affleurements dans le grand dévaloir qui monte jusqu'à Villette et Cotterg (près Châble) jusqu'au Vy Plana (au S. de la Pierre à Voir) avec une courte interruption seulement. Elle supporte des lambeaux de quartzites triasiques souvent bréchoïdes et dont nous trouvons un témoin à l'W. du Barma et un autre à l'W. de la Pierre à Voir et au S. de Maupas (Pl. II, coupe 2).

Continuant vers le N. E., nous retrouvons ce Houiller dans les goulets des torrents du Vellaz et du Saxonnet, à la partie supérieure de leurs bassins. Puis, de nouveau sur cette même route de Ravoire à Villy, nous le trouvons supportant des calcaires dolomitiques du Trias.

Au S. de la Drance, cette même zone houillère a été reconnue par Gerlach et il la place sur sa carte entre les dépôts de Schistes lustrés et la bande de calcaires dolomitiques qui forme ces hauts sommets des Six-Blancs, puis plus au S. la traînée presque ininterrompue de hauts sommets le long et à l'W. du torrent de La.

Digitized by Google

Bientôt après, elle paraît enfoncée sous les Schistes lustrés et on ne la voit probablement réapparaître qu'au N. E. de la Saxe, supportée par le Quartzite, la Dolomie, le Gypse et supportant à son tour du Gypse.

L'anticlinal houiller supporte sur son flanc normal, comme je l'ai déjà indiqué, des lambeaux de quartzites à l'W. de Barma (à l'W. en bas de la Pierre à Voir), puis pincés dans le calcaire dolomitique sur le Bisse de Saxon (Pl. II, coupe 1) et se continuant jusqu'à former la partie occidentale de la Crêtaz du So. Plus, au S. E. sur la route de Ravoire à Villy, on trouve les Quartzites reposant, dans le flanc inverse, sur le Gypse et supportant le Houiller. Au N. d'Isérables, enfin, on les trouve reposant sous les Calcaires dolomitiques, le Houiller faisant défaut sur la route de Riddes à Tommoz (à l'E. N. E.).

Au S. de la Drance de Bagnes, j'ai trouvé ces Quartzites dans le flanc normal de l'anticlinal houiller et supportant le sommet dolomitique occidental des Six Blancs et de la Tour de Bavan (W. du torrent de La) depuis la Combe des Six Niers.

Au N. E. de la Saxe, on ne voit plus les Quartzites surmontés par le Houiller, mais le Gypse (Feuille XXII de la Carte géologique suisse au 1/100000e).

Vers l'E., nous trouvons une bande puissante de calcaires dolomitiques.

C'est encore au N. et en haut de Cotterg (N. de Châble, vallée de Bagnes) que l'on trouve les calcaires dolomitiques presque ininterrompus, d'abord à droite du grand dévaloir en montant, puis occupant presque tout son centre avec le rocher de marbre dénommé « le Barma ».

Les plissements intenses y sont révélés par un magnifique miroir de faille sur le front N. W. de ce rocher et par la présence dans les schistes noirs, de lambeaux de calcaires dolomitiques bréchoïdes de toutes dimensions, depuis la grosseur du poing jusqu'à un mètre cube et davantage.

Puis nous retrouvons des affleurements entourant de trois côtés Vy Plana et formant au N. E. ce pointement curieux connu sous le nom de la « Pierre à Voir ». La bande se continue vers

Digitized by Google

le N. E., dans la Charmetta, puis la partie W. et N. W. du Chanterond.

Nous voyons de nouveau le calcaire dolomitique sur le Bisse de Saxon coïnçant un lambeau de quartzites et reposant sur le Houiller, d'abord par l'intermédiaire d'une mince bande de Schistes lustrés, terminée en coin, puis directement et enfin par l'intermédiaire du quartzite de la Crêtaz du So. Plus loin encore, nous le recoupons dans le torrent d'Icone au S. S. E. de Som de Proz, puis sur la route de Ravoire à Villy où il occupe le flanc normal de l'anticlinal houiller séparant ce Houiller des Schistes lustrés superposés.

Le dernier témoin enfin avant sa disparition sous les alluvions du Rhône est dans les escarpements formidables qui dominent le fleuve, escarpements qu'on escalade graduellement par le sentier de Riddes à Tommoz.

Au S. de la Drance de Bagnes, cette bande se continue par les falaises de calcaire dolomitique qu'on a à sa droite depuis Mayentzet, en suivant le sentier de Châble aux Six Blancs (au S.), et qui forment les pointements marqués sur la carte comme Becca Rosé, Six Blancs (pointe occidentale).

Elle se continue évidemment, sur la carte de Gerlach, dans les hauts sommets qui s'enracinent par des parois très raides sous le torrent de La, dont ils forment la rive gauche depuis son origine jusqu'au voisinage de sa jonction avec la Drance d'Entremont au N. W. de Liddes.

Recouvrant cette bande de calcaire dolomitique, nous trouvons, au N. de Cotterg, les Schistes lustrés du Trias supérieur ; un autre affleurement de ces schistes se voit plus au N. sur le sentier qui va de Brit au Hauts Prétaires. Ils sont cachés de nouveau longtemps sous les terrains superficiels et les éboulis des calcaires dolomitiques et reviennent au jour dans l'échancrure N. E. du soubassement de la Pierre à Voir ; d'où on peut les suivre dans les parties hautes du Saxonnet jusqu'au Bisse de Saxon.

Nous les avons vu réapparaître déjà sur la route, entre Ravoire et Villy, supportés par le calcaire dolomitique. Enfin nous les apercevons depuis le point 1028 (à l'W de Jeur Dai), jusqu'à

Digitized by Google

Bieudron, d'une façon presque ininterrompue. Leur prolongation sur la rive droite du Rhône doit se trouver dans la bande des Schistes lustrés de Sion. Au S. de la Drance, j'ai retrouvé leurs traces dans un petit affleurement reposant sur le calcaire dolomitique, supporté à son tour par les schistes houillers, au N. des Six Blancs, à peu près à l'emplacement de l'*o* des mots « *Plan Cottille* » de la carte Siegfried. Je ne les connais pas plus au S.; ni Gerlach, ni M. Schardt n'en font mention non plus.

3° Partie orientale.

a **Anticlinal houiller.** — Plus à l'E., nous trouvons le Houiller reconnaissable dans une bande très constante séparée en trois parties par deux synclinaux triasiques. Nous allons suivre ces synclinaux triasiques qui nous fixeront en même temps l'emplacement du Houiller reconnaissable, situé à l'W. et N. W. de la grande bande de quartzites du Trias inférieur et intimement lié au Houiller entièrement cristallin.

Un premier affleurement de Gypse du synclinal occidental se trouve au N. E. de Châble supportant le Houiller avec veine d'anthracite exploitée encore assez récemment. Sa continuation vers le N., masquée pendant longtemps, se trahit pourtant par des effondrements circulaires à Goli du Gli (N. W. de Verbier), et plus au N. par les deux pointements de calcaire dolomitique supporté par les quartzites dans la Tournille (2,218 mètres). On voit réapparaître le gypse en un dépôt puissant, allant des Grands Plans par le Creuzier jusqu'à l'E. et au N. E. de Zablotet sur l'autre versant de l'arête.

On suit au N.E. d'Isérables cette bande gypseuse, jalonnée d'une façon presque continue par les effondrements circulaires dans lesquels on voit quelquefois affleurer le minéral, depuis l'E. de Fontancy, Condemine, Crête des Rasses, jusqu'au S. de Gerdy, vallée du Rhône, dans la forêt du Jares.

Dans la partie entre Fontancy et Crête des Rasses, il est extrêmement difficile, sinon impossible, de bien individualiser les deux synclinaux gypseux; *ils se rapprochent au point de se*

Digitized by Google

confondre, et on ne voit le Houiller affleurer qu'au N. W. et au S. E. de ces deux bandes.

C'est depuis Crête des Rasses jusqu'à l'W. de Coor que nous trouvons de nouveau le Houiller séparant nettement la bande occidentale de sa voisine.

Cette dernière se manifeste au N. de Verbier par un affleurement à l'endroit appelé la Vellaz, puis un peu plus au N. aux Creux; des effondrements typiques accompagnent le dépôt qui, en ce dernier endroit, supporte le Houiller par l'intermédiaire de quartzite.

A l'W. de la Croix de Cœur nous voyons des affleurements de Calcaire dolomitique et de Quartzite triasique peu étendus; le Gypse ne se montre pas, mais sa présence est attestée par des effondrements. On retrouve le dépôt en affleurements, supporté par le Houiller, avec veine d'anthracite (exploité autrefois), en haut du Bisse de Saxon au S. E. de Zablotet, puis à l'E. d'Isérables où il est supporté par un affleurement de quartzite à l'E. de Teisaz.

Bientôt il se confond, comme nous l'avons déjà dit, avec la bande plus extérieure et on remarque son passage entre la Luys et Cérisier d'une façon presque ininterrompue. Enfin on le voit au S. E. de Biolay d'où il se continue jusque dans les parois raides du thalweg de la Printze, supportant et supporté par le Houiller avec veine d'anthracite.

Au S. de la Drance j'ai trouvé des affleurements de ces bandes à l'E. des Six Blancs où le calcaire dolomitique transformé en marbre en plaquettes forme le pointement oriental du sommet, supporté par le Houiller et le supportant à son tour sur son versant E.

La bande parallèle présente un affleurement considérable de calcaire dolomitique et de gypse à l'endroit appelé Sur le Six (N.E. des Six Blancs).

Plus loin, au S., je ne connais plus aucun affleurement analogue.

Le Houiller non complètement métamorphique se trouve à l'E. et au S.E. de cette bande, à Vernay (N. E. de Châble), avec veine d'anthracite, ainsi que nous l'avons vu.

Digitized by Google

On le voit réapparaître à Moulin plus au N., puis sur l'arête à la Croix de Cœur. Il se continue au N.E. à Pattie et Plan Jeur au S. E. d'Isérables, à Jarzona et sur le Bisse de Saxon, et enfin au S. E. de Basse Nendaz et sous le château de Brignon.

Au S. de la Drance cette bande est considérablement réduite, le Houiller franchement métamorphique empiétant considérablement sur elle; nous le voyons ainsi occuper l'espace entre le calcaire dolomitique du sommet E. des Six Blancs et la partie occidentale de la Tête de Payannaz (2,461) où il passe insensiblement aux schistes cristallins du même âge.

b. **Synclinal de Quartzites triasiques.** — Le long du bord interne de cette bande houillère nous trouvons une bande de quartzites du Trias inférieur qui est l'horizon le plus sûr, surtout dans les parties métamorphiques des Alpes (1). Il est séparé de la zone houillère reconnaissable par une zone plus ou moins épaisse de schistes qui forment insensiblement la transition avec les schistes franchement cristallins.

Nous le trouvons au N. de Versegère (vallée de Bagnes) dans un affleurement assez mince qui devient de plus en plus puissant vers le N. Jusqu'en haut de Zangremont ces quartzites triasiques sont flanqués par des schistes de couleur vert-émeraude clair, très délitables, siliceux et très chargés de muscovite (mica potassique).

Il constitue en même temps, au N. de Diabley, un terrain très aquifère, ce qui cause dans ces schistes des glissements de terrain considérables le long de la pente jusqu'en haut de Mayentzet.

Il se continue entre Mayentzet à l'E. et Zangremont à l'W. par un dépôt qui va en s'élargissant vers le N. et vers le haut jusqu'à Clambin. Puis il est caché sous les dépôts glaciaires, réapparaissant seulement çà et là dans le Jeur Freda. Après une dernière disparition le synclinal réapparaît au N. des Eaux se continuant alors en une grande bande continue qui comprend la Tête des

(1) Pourtant il est impossible de délimiter d'une façon précise son contact avec les Schistes Cristallins sur ses bords; c'est surtout le mode différent de désagrégation des deux dépôts qui guide l'observateur.

Digitized by Google

Établons passe à l'E. de Pontet et atteint le S. de la Forêt des Rappes. En ce point, on voit apparaître un affleurement de calcaire dolomitique dans son milieu; évidemment le synclinal s'ouvre.

Plus au N. E. nous voyons un affleurement du flanc normal au S. de Plan Jeur avec le calcaire dolomitique à l'E. Puis plus loin le synclinal s'ouvre plus encore et nous voyons les roches sauvages des Tracouets formées de calcaire dolomitique; plus au N. nous trouvons le gypse et des cargneules.

Ce flanc normal réapparaît à la Crêta (S. W. de Nendaz) où, de sa position, on peut conclure qu'il est couché sur le Houiller, formant plus loin, le soubassement du château de Brignon.

Un autre affleurement de Houiller existe beaucoup plus à l'intérieur de la Vallée au N. de Bleusy.

Le synclinal du Trias est donc largement couché sur l'anticlinal houiller et en examinant les coupes des planches I et II on voit que cette disposition s'est accentuée depuis la vallée de Bagnes jusqu'à la vallée de la Printze. Enfin la carte de Gerlach nous montre (et j'ai pu le vérifier moi-même sur le terrain) que ce phénomène devient encore plus accentué quand on continue à aller vers le N. E. puisque nous trouvons ce synclinal triasique dans la vallée d'Hérémence, couché sans doute sur le Houiller qui réapparaît au S. de Bramois) sur une distance de 7 kilomètres.

Ici comme dans toute notre région, les schistes du Houiller sont concordants et en contact avec les Quartzites du Trias inférieur sans l'intermédiaire d'une autre assise. Il en est de même pour la région au S. de la Drance de Bagnes jusqu'à Bourg-Saint-Pierre et au N. E. jusqu'au delà de Chippis.

De même, les Schistes de Casanna ne sont, et cela à ma connaissance sans exception, en contact avec une formation plus récente que par l'intermédiaire de Quartzites triasiques.

c. **Anticlinal de Paléozoïque cristallin.** — Enfin à l'E. et au S. E. du synclinal triasique s'étend la zone des « *Schistes cristallins de Casanna* » redressés considérablement dans la vallée de Bagnes (60 à 70°) et vers le N. E. couchés de plus en plus sur les Quartzites du Trias inférieur.

Digitized by Google

Ils constituent un vaste massif montagneux le long de la bordure interne de la zone axiale houillère et forment, dans notre région les hauts sommets du Bec des Roxes (3,225 mètres), du Mont Fort (3,330 mètres), du Mont Gond (2,669 mètres), du Mont Gelé (3,028 mètres) et Bella Vaux (2,468 mètres).

C'est le noyau anticlinal dont nous trouvons le flanc normal, d'après la carte de Gerlach, pour la première fois à l'E. de la région étudiée, formant le sommet du Mont Rouge (2,583 mètres), se continuant dans le soubassement du Bec de Boisson (3,160 mètres) et du Roc de Budri (3,140 mètres). Cet anticlinal se couche de plus en plus en allant vers le N. E. sur le synclinal du Trias qui sépare le Houiller reconnaissable des Schistes Cristallins.

De plus, nous trouvons encore un affleurement de Gypse sous le château de Brignon, dans les schistes houillers et au N. de Beuson où il est couché sur le calcaire dolomitique.

Il est un fait très remarquable présenté par les schistes houillers du soubassement du château de Brignon. On se trouve là à peu près au centre de l'anticlinal houiller; *et les schistes du soubassement dans le fond de la vallée sont transformés en vrais Schistes de Casanna*, tandis que vers les deux bords, c'est-à-dire au N. et au S. de cette partie métamorphique, le métamorphisme devient remarquablement moindre.

Il est bon d'examiner maintenant les interprétations données par les auteurs sur la région.

Gerlach [27] dans sa figure V, donne une coupe détaillée depuis le Pas du Lens jusqu'à la Tête des Établons, suivant l'arête du massif et coupant les strates obliquement. Puis, c'est dans ces profils à travers les Alpes Pennines (n° III) qu'il donne une coupe d'ensemble, dirigée dans le même sens avec une inflexion vers le N. W. depuis [32] la Dent de la Pierre à Voir environ.

Dans la première, il sépare nettement la Dent de la Pierre à Voir des Schistes lustrés et il la fait continuer en profondeur. Dans la dernière, il ne sépare plus la Dent de la Pierre à Voir des Schistes lustrés, mais il dessine un synclinal de Calcaire dolomitique avec un lambeau de Quartzite, entourant un noyau de Schistes lustrés, dont la Pierre à Voir constitue le centre et le

Digitized by Google

sommet. et quoiqu'il en parle dans son texte ([27] p. 98, 99, 102) il ne figure pas le Houiller à l'W. du synclinal des calcaires dolomitiques de la Pierre à Voir.

Favre [25] reproduit la coupe de Gerlach, et Studer [16] n'en donne aucune.

Récemment, M. Schardt a donné une coupe plus détaillée, prise dans la même direction et passant par les mêmes points que la première coupe de Gerlach.

Elle diffère des coupes antérieures par l'interprétation de la Dent de la Pierre à Voir que M. Schardt figure comme un lambeau de recouvrement, sans toutefois l'affirmer ([52,63] fig. 4) dans le texte explicatif. Comme Gerlach, M. Schardt ne figure pas l'anticlinal houiller à l'W. de la Pierre à Voir et rattache les calcaires dolomitiques affleurant en haut de Cotterg au dépôt du Pas de Lens, par dessous le noyau de Schistes lustrés

Les mêmes différences se montrent entre les coupes de Gerlach et celles de M. Schardt du Mont Catogne, par Douay aux Six Blancs et à Zeppi.

Relations entre les plis du Massif de la Pierre à Voir et les grandes nappes de charriages.

Pour pouvoir faire, d'une façon certaine le raccordement des nappes de charriage avec leurs racines, il faut que le raccordement soit établi d'une façon indubitable entre la nappe de la Dent de Morcles-Dent du Midi et sa racine.

Étant donné que le synclinal houiller de son soubassement constitue le prolongement du synclinal houiller de Vernayaz, nous pourrions admettre, en nous basant sur les travaux de M. Renevier [41] et de MM. Renevier et Golliez [62], que la racine du pli couché de la Dent de Morcles-Dent du Midi, se trouve dans le flanc inverse du synclinal du Massif des Arpilles qui, depuis Martigny-Ville, s'enfonce dans le massif cristallin dans une direction S. W.

Vers le N. E., ce synclinal présente des affleurements de gypse et cargneules à la Plâtrière dans son flanc inverse qui devient complètement étiré. Le pli des Diablerets aurait son

Digitized by Google

flanc normal formé par les couches triasiques et jurassiques reposant directement sur le flanc oriental du Mont Chemin.

Enfin, le flanc inverse de ce synclinal mésozoïque formerait alors le flanc inverse de l'anticlinal du Mont-Gond.

Telles sont les seules relations que je pense pouvoir signaler en l'état actuel de la question.

Le problème de l'emplacement des racines des nappes plus supérieures doit donc rester encore sans solution. Sans doute, les travaux de M. Lugeon dans le Massif du Torrenthorn éclaireront grandement cette question et nous montreront, si nous devons chercher ces racines dans la zone du Briançonnais comme le veut M. Haug, ou bien dans la zone des amphibolites d'Ivrée, comme le veulent MM. Lugeon et E. Suess, à l'opinion desquels M. Termier tendrait à se ranger.

Digitized by Google

Digitized by Google

TROISIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE

1° DESCRIPTION DES ROCHES

Schistes de Casanna.

Extension géographique: — Les Schistes de Casanna forment la partie orientale de la zone du Briançonnais de M. Émile Haug (la 3e zone de Lory), que nous avons suivie depuis les Alpes Liguriennes jusqu'au Massif du Monte Leone, dans le chapitre Tectonique.

Ils sont limités le long de leur bord occidental par les schistes houillers, reconnaissables aux lits d'anthracite qu'ils renferment.

Historique. — Theobald les assimilait aux Schistes Cristallins du col de Casanna dans les Grisons, et leur donnait le nom sous lequel ils sont universellement connus depuis.

Gerlach ([27] p. 86-88) en donne une description qui permet encore de reconnaître à l'œil nu les types principaux; l'étude microscopique était impossible à cette époque.

MM. L. Duparc et E. Ritter ont, en 1896, publié la première étude micrographique de ces roches. Leurs recherches s'étendent dans les vallées de Bagnes et d'Annivier, sur l'ensemble de cette bande épaisse et, dans leur première note [70], ils arrivent à distinguer les quatre types principaux suivants :

Digitized by Google

I. Gneiss œillés.

II. Schistes chloriteux.

III. Schistes à épidote qui se relient intimement aux précédents.

IV. Schistes à glaucophane.

Depuis, M. L. Duparc a continué seul ces intéressantes études et en a publié les résultats [86] dans les Comptes Rendus de la Société de Physique et Histoire naturelle de Genève, puis dans les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.

Dans sa note à l'Académie, il ajoute un type de gneiss chloriteux et chlorito-schiste, un type calcaréo-micacé et chloriteux, un type amphibolique et un type à chloritoïdes, tandis qu'il réunit les types voisins II et III ci-dessus.

Aspect extérieur. — Les Schistes de Casanna présentent un aspect toujours plus ou moins soyeux. Leur couleur varie depuis le vert-clair, passant par le vert végétal au gris à reflets verdâtres à l'état sec, jusqu'au noir des schistes houillers.

Le type gris foncé à reflets verdâtres ne se distingue souvent pas des schistes houillers noirs, quand il est humide. On trouve ce type à des hauteurs considérables, et par un temps humide, ou bien tout de suite après une pluie, j'ai été souvent perplexe en ne trouvant, en plein domaine des Schistes cristallins de Casanna, aucun affleurement autour de moi qui fut susceptible de me montrer une roche ressemblant aux Schistes de Casanna des vallées, et en rencontrant, au contraire, des roches qui présentaient toutes l'aspect typique des schistes houillers (1). Un autre caractère que ces schistes ont de commun avec les schistes houillers noirs est le plissotement quelquefois exagéré qu'ils peuvent présenter. Ils sont très débitables, leur pouvoir de résistance aux agents de dénudation va en croissant à mesure que leur métamorphisme augmente, et cela nous permet peut-être d'expliquer pourquoi nous trouvons dans les blocs exotiques de la région le type presque exclusivement bien cristallisé, tandis qu'on ne voit qu'assez rarement, surtout sur les hauteurs, des affleurements de ce type.

(1) Les Schistes cristallins de Casanna du sommet de Bella Vaux sont, pour l'œil, identiques aux schistes houillers du soubassement du château de Brignon.

Digitized by Google

L'étude microscopique de ces schistes vient à l'appui des observations déjà faites sur le terrain permettant de constater le passage insensible aux schistes houillers indiscutables qui doivent être considérés, ainsi que je l'ai déjà dit, comme les équivalents moins métamorphisés de la partie supérieure des Schistes cristallins de Casanna.

Schistes noirs du Carbonifère moyen et supérieur. — 1 *a*. L'origine clastique de ces schistes est indiscutable. D'aspect noir, luisants, ils se débitent quelquefois d'une façon parfaite, et sont alors exploités comme ardoises. On y rencontre rarement du sulfure de fer, et, quand il s'en présente, il affecte généralement la forme de cubes parfaits, ce qui distingue ces schistes carbonifères des schistes ardoisiers du Lias où la pyrite est généralement en rognons.

Dans la roche décomposée, on voit assez souvent de grandes cavités cuboïdes indiquant l'ancien emplacement des cristaux de pyrite; en se décomposant, ils ont rongé les parois encaissantes et les ont élargies considérablement. Souvent on trouve encore des restes du cristal originel transformés en limonite.

Au microscope, la roche montre aussi nettement son origine clastique. Les matières charbonneuses très fines et très nombreuses rendent la plaque (0.03^{mm}) complètement noire. L'examen en devient, par conséquent, très difficile, d'autant plus que les éléments cristallins, sauf de fines aiguilles de rutile, ont perdu toute coloration, probablement sous l'influence des matières organiques.

Le quartz forme des lits suivant les plissotements de la roche. Avec le quartz à l'état clastique et à l'état recristallisé se montre un peu de feldspath rarement maclé et par suite difficile à distinguer du quartz.

L'apatite est en cristaux quelquefois énormes et en assez grande abondance.

Le zircon est aussi à signaler.

Enfin on rencontre en grande abondance, dans les plans de schistosité du mica, de la séricite, des chlorites et de l'épidote.

Digitized by Google

Le rutile est abondant, en fines aiguilles disposées dans la matière charbonneuse en auréoles ou en nids.

Enfin la calcite existe en rhomboèdres et non maclée.

Un échantillon pris à Isérables apparaît sous le microscope comme un phyllade, déjà légèrement plus cristallin que les types qui proviennent de l'arête du massif de la Pierre à Voir à l'W. du Creusier.

I *b*. — Le type suivant est pris au S. de la Croix de Cœur (entre Moulin et les Creux au N. de Châble) ; à l'examen microscopique, le schiste est encore franchement noir et ne diffère en rien des schistes carbonifères du type précédent.

En plaque mince la roche est aussi encore noire. On constate pourtant, sous le microscope, que l'élément cristallin a augmenté aux dépens de l'élément organique.

Le quartz est encore l'élément principal parmi les éléments cristallins.

L'albite se montre avec ses macles polysynthétiques et simples.

Le mica noir apparaît ainsi que quelques traces de matières ferrugineuses colloïdes.

L'oxyde de titane est représenté par le rutile et par l'anatase avec ses formes typiques en double pyramide ; il est quadratique, uniaxe et de signe négatif (n_p).

Le zircon s'y voit aussi avec les faces m b^1.

La tourmaline est encore incolore et, comme dans les cas précédents, ne se distingue que par sa réfringence et sa biréfringence très élevées ; ses sections quasi-circulaires, son allongement suivant n_p et son extinction à 0°.

L'apatite est abondante et souvent en gros cristaux sans formes géométriques.

Les micas et les chlorites, ainsi que l'épidote, très abondants, sont distribués suivant les plans de clivages des schistes.

C'est un phyllade plus cristallin que le précédent.

II. — Le type suivant se trouve en place à l'W. de Zangremont et près et à l'E. sur Mayentzet, des deux côtés du synclinal triasique.

Digitized by Google

C'est un schiste de couleur grise, luisant, onctueux au toucher. L'élément feldspathique est devenu très abondant et on y voit l'albite avec ses macles simples et polysynthétiques, ses clivages baillants. Le quartz est aussi devenu plus abondant et quoique l'élément charbonneux soit encore bien représenté, la plaque est déjà de couleur plus claire, l'élément cristallin ayant gagné considérablement sur les éléments charbonneux.

Le mica noir est généralement transformé en chlorite, très polychroïque, dans les teintes vertes et appartenant au type pennine, fibreux et avec macles compliquées.

La tourmaline se montre en abondance extraordinaire, les cristaux atteignent des dimensions considérables ($0^{mm},5 \times 0^{mm},75$) distribués selon la schistosité mais aussi en nids et amas, avec polychroïsme caractéristique, uniaxe négatif (n_p) avec extinction suivant l'allongement.

L'apatite est toujours abondante. L'épidote, dans toutes ces roches, est extrêmement abondant, tandis que la glaucophane s'y montre aussi quoique exceptionnellement. Le rutile n'est pas rare et souvent en gros cristaux maclés généralement en cœur.

Le sphène semble encore rare. La calcite est rare ainsi que sa macle b^1.

Ce schiste est très plissoté, les mouvements dynamiques s'y traduisent nettement par l'état fragmentaire de ses cristaux de tourmaline.

Enfin des cristaux nettement rhomboédriques se sont montrés réfractaires à l'attaque de l'acide chlorydrique à froid et ont été reconnus pour de la dolomie.

III *a*. — Le type suivant est pris à l'E. du type précédent (à l'W. de Zangremont); on retrouve le même type en haut de Sarrayer, à l'E. de Mayentzet; de couleur grise, il diffère peu du précédent, aussi bien à l'œil nu qu'au microscope.

L'élément feldspathique est représenté par l'albite qui devient très abondant et a tendance à prendre de fortes dimensions Le quartz est presque aussi abondant et l'albite apparaît parmi la silice recristallisée.

Digitized by Google

La calcite (macle b^1) moule souvent l'apatite et la tourmaline, le dernier minéral quelquefois de couleur bleue est toujours très abondant et en plages disséminées. On y voit quelques cristaux losangiques de dolomie. Le mica noir existe, mais c'est surtout les chlorites du type pennine, souvent formées aux dépens du premier minéral, qui sont très abondantes, montrant des macles complexes. La séricite est aussi très commune.

De même le rutile abondant se montre en grands cristaux maclés en cœur et couchés dans le sens de la schistosité. Une section taillée perpendiculairement à la schistosité ne montre plus ce minéral à cause de la finesse des aiguilles coupées perpendiculairement à leur allongement.

L'épidote abonde aussi et est distribuée de la même façon que le rutile et la muscovite. L'apatite en gros cristaux, atteint souvent $1^{mm} \times 1^{mm}$.

La matière charbonneuse devient relativement rare.

Des cristaux nets de titano-magnétite sont assez fréquents.

III *b*. — Type à gros rognons de quartz pris à une centaine de mètres à peine de Zangremont.

Le feldspath est toujours l'albite avec inclusions d'épidote presque constante.

Le quartz devient plus abondant.

Le mica noir est généralement transformé en chlorite (type pennine).

L'apatite, élément constant de toutes ces roches, y est aussi bien représentée.

La séricite est abondante.

La calcite et la dolomie s'y montrent comme dans les types précédemment décrits.

IV. — Pris à Zangremont à l'W. et au coin du sentier qui monte en zigzag (marqué sur la carte).

L'élément prépondérant est le quartz. La structure cataclastique est souvent ici la structure en mortier où les grands cristaux sont entourés de leur débris.

Digitized by Google

Le mica blanc est très abondant et rangé en lits bien définis alternant selon la schistosité, avec des lits composés de quartz, albite, etc.

L'albite est le feldspath, avec macles polysynthétiques; elle est souvent décomposée et renferme des inclusions d'épidote et de calcite. L'épidote est toujours abondant tandis que le sphène s'y montre quelquefois nettement comme produit secondaire de l'ilménite assez abondante.

L'apatite devient plus abondante que d'ordinaire dans ces sortes de schistes et présente des inclusions d'épidote.

Le rutile est assez commun en cristaux sans formes définies et en cristaux nets.

La calcite enfin avec la macle b^1 devient assez rare et est généralement remplacée comme élément constituant, par de la dolomie en cristaux très nets et contemporains du quartz, qu'elle moule et par laquelle elle est aussi moulée.

V. — L'échantillon suivant est pris vingt mètres plus loin à l'E. de Zangremont dans des schistes chlorito-micacés très friables et de couleur vert clair. On retrouve cette roche de l'autre côté du quartzite qui lui fait suite à l'E. de Zangremont.

Une Muscovite potassique et à axes optiques très rapprochés représente, avec le quartz, l'élément principal de la roche; elle est souvent décomposée en chlorite, ce qui donne une couleur verte à la roche, teinte adoucie par la grande abondance du quartz et l'absence presque totale d'éléments ferrugineux. L'albite devient rare et se montre généralement avec ses macles typiques.

L'apatite surtout, puis le rutile, deviennent abondants tandis que la tourmaline, le sphène et le zircon disparaissent presque entièrement.

La roche est caractérisée par l'abondance de la dolomie (qui ne fait pas effervescence avec les acides à froid) affectant des formes nettes et qui paraît avoir deux origines, l'une antérieure, l'autre postérieure au quartz.

Enfin, on voit des sections rectangulaires d'un minéral indéterminé entièrement disparu et remplacé par un minéral fibro-

Digitized by Google

lamellaire à extinction oblique et allongement positif avec biréfringence inférieure à celle du quartz. Le minéral ancien auquel se rapporte cette pseudomorphose était probablement la cordiérite, sans qu'il soit pourtant possible de le démontrer.

Quoi qu'il en soit, ce minéral était en partie antérieur au quartz, mais çà et là des grains de quartz sont cependant englobés par lui.

VI. — Quartzite triasique. — La bande de quartzite triasique d'où provient l'échantillon suivant, se prolonge depuis la vallée de Bagnes jusque dans la vallée du Rhône au delà de Brignon (rive droite de la Printze) dans une large zone, s'élargissant du S. au N. E. et se tenant près du contact entre le Houiller à l'W. et les Schistes de Casanna à l'E.

C'est un quartzite blanc, compact et dont on ne voit souvent pas la schistosité. Par l'érosion, il se délite en gros blocs qui couvrent souvent d'assez grandes étendues en bas des affleurements ; le quartz forme l'élément principal de la roche et présente une structure cataclastique très nette ; par place on voit de grandes plages de quartz réunis par des petits éléments dont l'ensemble forme la structure en mortier typique avec extinctions roulantes.

L'élément ferromagnésien est la biotite avec ses caractères bien connus ; elle est souvent transformée en chlorite du type pennine.

L'épidote et la zoïzite sont abondants.

L'albite qui faisait presque défaut dans le schiste du type V, est légèrement plus abondante dans ce quartzite ; elle affecte des macles polysynthétiques ou n'est pas maclée. Les clivages p et g^1 sont bien visibles dans un même individu et assez ouverts.

De même que dans la roche précédente l'apatite est très abondante et se montre en cristaux de grande taille atteignant jusqu'à 5 millimètres de diamètre.

Enfin, on trouve aussi ces sections rectangulaires curieuses, d'un minéral pseudomorphisé et, tout à fait semblables à celles que

Digitized by Google

je viens de décrire dans la roche précédente qui rappellent tant la cordiérite pinnitisée.

VII *a*. — A l'E. de la bande de quartzites triasiques au bas de la Tête de Payannaz, j'ai prélevé les deux types suivants; ils sont beaucoup plus cristallins et les matières charbonneuses y font tout à fait défaut.

Ils forment une suite naturelle et graduelle aux types cristallins étudiés par MM. Duparc et Ritter et M. L. Duparc seul.

Dans ces types c'est l'abondance des micas (biotite et muscovite) et des chlorites qui est tout à fait caractéristique.

La roche est de couleur gris foncé noirâtre, luisante sur les plans de clivages et teintée en verdâtre.

C'est une roche glanduleuse très voisine d'un gneiss glanduleux.

L'élément feldspathique est l'albite, très abondante et en gros cristaux, présentant la macle simple et polysynthétique. A l'inverse de ce qui se passe dans les types qu'on rencontre si abondamment formant des blocs erratiques, l'absence de la macle est relativement rare; mais quand elle n'existe pas, l'albite a la même limpidité décevante; l'absence, fréquente encore, des clivages p et g^1 fait qu'il est souvent très difficile de la distinguer du quartz.

Le quartz est moulé par les autres éléments de la roche, et moule souvent, à son tour, le mica, l'épidote et la dolomie; il présente la structure cataclastique typique avec extinctions roulantes, des roches ayant été soumises à des actions dynamiques.

Le mica noir est très abondant avec polychroïsme en brun verdâtre suivant n_g et n_m et brun pâle verdâtre suivant n_p. Il forme des lits et des trainées selon la schistosité de la roche, et enveloppe souvent les autres éléments, comme le quartz, l'épidote et le sphène; l'angle des axes est très rapproché de sorte que le cristal semble presque uniaxe en lumière convergente, la bissectrice aiguë est n_p.

Ce mica se transforme souvent en chlorite du type pennine.

L'épidote, parfois légèrement verdâtre, est aussi très abondante au point même de devenir le troisième élément constituant de la

Digitized by Google

roche. Elle n'est pas polychroïque et offre les propriétés optiques bien connues. Elle est assez souvent accompagnée de zoïzite incolore très réfringente et faiblement biréfringente ; bissectrice aiguë positive (n_g) et perpendiculaire à h^1.

La calcite est généralement maclée suivant b^1, la dolomie présente des formes géométriques. Le sphène est encore assez commun et se trouve en inclusions dans les micas en cristaux plus grands à formes nettes et comme produit d'altération de la titano-magnétite à réfringence et biréfringence très grandes.

La tourmaline est assez abondante et se trouve en baguettes allongées à section presque circulaire avec polychroïsme intense à l'inverse de celui des micas vert très foncé et vert clair ; uniaxe négatif ; son axe optique coïncide avec l'axe cristallographique vertical.

VII *b*. — L'échantillon pris à une trentaine de mètres plus à l'W. ne diffère du premier que par sa teneur plus grande en calcite et tourmaline qui se montre en baguettes atteignant une longueur de 5 millimètres, et par sa teneur en glaucophane assez abondante. Il montre le polychroïsme prononcé bleu azur suivant n_g, violet suivant n_m, et jaune pâle suivant n_p, sa biréfringence est faible et sa réfringence très forte. La bissectrice est n_p, son allongement positif (n_g), et l'extinction se fait à 0° environ. Les chlorites, type pennine, sont abondants et distribués en gerbes et en éventails. Le mica noir fait presque entièrement défaut, et le mica blanc prend sa place dans l'ordre d'importance des éléments constituants de la roche.

Blocs erratiques

Le type que l'on rencontre dans les blocs erratiques est surtout caractérisé par son abondance en feldspath qui forme l'élément prépondérant dans la roche.

Ce feldspath est une albite d'une limpidité exceptionnelle, rarement maclée, et ne présentant pas toujours des clivages. Quand ceux-ci existent, ce sont généralement les deux clivages faciles p et g^1 ; l'angle 2 V est très grand et se rapproche de 90°, de sorte que

Digitized by Google

les sections sur la bissectrice aiguë n_g et celles sur la bissectrice obtuse se ressemblent beaucoup.

Les cristaux en voie de décomposition montrent des inclusions multiples qui sont en général formées par de l'épidote.

L'épidote, après les feldspaths, l'emporte de beaucoup sur les autres éléments constituants de la roche. Elle se présente en longues baguettes dirigées parallèlement à la schistosité ainsi qu'en inclusions dans les feldspaths. Sa réfringence est très élevée, mais incolore, à peine verdâtre, elle ne présente généralement aucun polychroïsme. Entre les nicols croisés, elle présente les teintes lavées caractéristiques, un allongement suivant ph^1 (001-100), de signe variable, une extinction sensiblement parallèle à son allongement et une bissectrice aiguë négative n_p perpendiculaire sur g^1 (010).

Puis ce sont les chlorites qui entrent comme élément constituant dans la roche. Ils entourent comme un filet tous les autres éléments de la roche, sans orientation de prédilection. Leur réfringence est faible ; ils ont un polychroïsme très prononcé, vert-bleuâtre, suivant l'allongement des fibres et incolore ou légèrement jaunâtre, dans la position perpendiculaire avec maximum d'absorption, analogue aux micas. Entre les nicols croisés leur biréfringence ne dépasse pas le bleu d'acier, et quelques-uns sont même monoréfringents. Très souvent maclés, ils appartiennent en général au type pennine. Ils sont généralement distribués en lits, suivant la schistosité de la roche.

Le sphène, quoique n'entrant pas dans les éléments constituants, est remarquablement abondant et est souvent associé à la titano-magnétite comme dérivé secondaire. Rarement maclé suivant h^1 l'élément est réparti dans toute la roche, le plus souvent en cristaux sans forme géométrique et souvent sur les bords et en inclusions dans les cristaux de titano-magnétite. Ces derniers ont quelquefois des formes cubiques très nettes et sont moulés par les autres éléments de la roche, dévoilant ainsi leur origine primaire.

La calcite est assez fréquente, sans formes géométriques, moulant tous les autres cristaux comme l'épidote, le feldspath et présentant comme règle la macle b^1 due à la pression.

Digitized by Google

Parmi les autres éléments, l'apatite se montre en grands cristaux très réfringents, incolores, en baguettes, presque monoréfringents et en sections hexagonales perpendiculaires à l'axe optique qui est n_p.

Le zircon est peu abondant mais se présente en formes très nettes, allongées suivant h^1, positif, avec pointements de b^1, réfringence et biréfringence très élevées. Enfin le quartz est extrêmement rare. Sa recherche est singulièrement difficile à cause du faciès si spécial de l'albite, qui est généralement limpide et dépourvue de macles et de clivages susceptibles de la différencier du quartz.

Le glaucophane existe avec le polychroïsme caractéristique bleu azur n_g, violet n_m et jaune pâle n_p. Il se présente en prismes suivant mm (110) sans terminaisons, dont l'allongement est positif avec extinction entre 0° et 6°, la bissectrice aiguë est n_p. Ce minéral est encore rare dans ce type.

Enfin, comme élément nouveau, nous voyons l'actinote qui est déjà assez commune.

Le caractère commun qu'offrent la plupart des échantillons étudiés est de montrer par leur constitution à quels phénomènes dynamiques intenses la région étudiée a été soumise.

Dans les types bien cristallisés, on voit sous le microscope tous les éléments broyés et étirés dans une même direction, montrant, en quelque sorte, une schistosité microscopique. De plus, la calcite présente sa macle b^1 qui se produit par simple pression.

Dans les autres types, la schistosité est plus grossière et se traduit par une alternance de lits de micas et de chlorites avec les autres éléments constituants. Ici aussi les éléments sont souvent broyés et étirés; le feldspath, comme dans le type précédent, montre ses deux clivages baillants, la calcite ne se montre presque plus sans sa macle b^1, enfin le quartz a l'extinction roulante et la structure cataclastique typique, souvent même en mortier. Cette dernière structure se traduit, comme l'on sait, par ce fait que le cristal de quartz, d'ailleurs de dimension variable, est toujours entouré par une auréole de petits grains produits par

Digitized by Google

ses propres débris. Enfin les micas et les chlorites tapissent les plans de glissement et de frottement bien parallèles. Le plissotement des schistes franchement houillers (phyllades), et de la variété à rognons de quartz se retrouvent avec toutes leurs variétés dans les schistes plus cristallins.

Schistes lustrés.

Calcschistes de couleur grise, luisants, se débitant en plaquettes. Essentiellement formés de calcite, et tout à fait cristallins.

La calcite a l'aspect broyé, montrant d'une façon constante la macle b^1, elle enveloppe généralement les autres éléments.

Le quartz est, soit d'origine détritique en forme de grains roulés, soit d'origine secondaire, postérieure à la calcite. Il montre quelquefois la structure cataclastique.

Le feldspath est surtout l'albite qui présente généralement des clivages baillants, souvent non maclé, toujours très limpide. Il montre en outre la macle de l'albite simple et polysynthétique.

L'épidote est généralement sans polychroïsme; pourtant, j'ai pu trouver aussi la variété piémontite, avec son polychroïsme intense et typique.

La tourmaline est rare et peu colorée.

A l'inverse de ce qui se passe dans les schistes houillers l'apatite est ici assez rare.

Le rutile se présente généralement sans forme géométrique et n'est jamais aussi abondant que dans les schistes houillers.

Le zircon est très rare mais se présente avec ses formes caractéristiques.

La séricite est abondante dans les lits de schistosité de la roche; il en est de même des chlorites.

Calcaires à Ammonites du Lias inférieur.

Ces calcaires sont devenus tout à fait cristallins avec production de minéraux comme le rutile. Les grandes plages de quartz sont

Digitized by Google

entourées d'une auréole de petits grains implantés perpendiculairement à la périphérie du grand cristal.

Ils renferment de l'épidote, du mica à axes très rapprochés (mica blanc), de la tourmaline avec polychroïsme caractéristique, du mica noir, de la magnétite.

Calcaires à Bélemnites et Pentacrines du Lias supérieur.

Ils sont devenus tout à fait cristallins avec production de minéraux comme le rutile et de feldspaths tricliniques (macle de l'albite). Les grandes plages de quartz sont entourées d'une auréole de petits grains implantés perpendiculairement autour du grand cristal. On y rencontre, en outre, de l'épidote et du mica (mica blanc) à axes très rapprochés.

Calcaires du Jurassique supérieur.

Dans le même synclinal jurasso-triasique du flanc E. du Mont Catogne et du Mont Chemin, j'ai recueilli des échantillons au Roc de Vence. C'est un calcaire du Jurassique supérieur cristallin, très compact, de couleur bleue, connu sous le nom de « hochgebirgskalk » chez les géologues suisses. La calcite est très abondante et tout à fait cristalline, c'est l'élément constituant de la roche.

Comme cristaux accessoires on trouve de l'épidote, du rutile et de la tourmaline.

2° Conclusions relatives aux causes et à la distribution du métamorphisme.

Si nous passons en revue les résultats de l'étude microscopique des roches étudiées, nous constatons un passage insensible

Digitized by Google

des Quartzites triasiques aux Schistes de Casanna, caractérisé surtout par une diminution graduelle de l'élément silice.

Puis nous constatons un passage insensible des Schistes houillers noirs à lits d'anthracite aux Schistes cristallins et aux types gneissiques, décrits d'abord par MM. Duparc et Ritter et ensuite par M. Duparc seul, par la disparition graduelle de l'élément non cristallisé.

Mais il y a plus.

MM. Duparc et Ritter ont pris leurs types dans la vallée de Bagnes, et j'ai pris les miens à des distances de plus en plus éloignées de ce point, c'est-à-dire à des endroits de plus en plus éloignés de la racine du pli anticlinal houiller.

J'ai ainsi pu constater que les schistes carbonifères de la partie médiane de cet anticlinal (échantillons pris à l'W. du Creusier) sont peu métamorphisés, c'est-à-dire que l'élément métamorphique y est encore complètement noyé au milieu des éléments charbonneux restés réfractaires.

Plus près des Quartzites triasiques, mais *ce qui est surtout important, plus près de la racine de l'anticlinal houiller*, l'élément cristallin devient plus abondant, quoique le schiste appartienne encore franchement au Houiller typique.

Plus bas encore, près de Zangremont, on voit ces schistes houillers se transformer complètement et graduellement en schistes cristallins (de Casanna).

Enfin, dans la vallée de Bagnes, MM. L. Duparc et E. Ritter ont étudié les types gneissiques granitoïdes, à mica et feldspaths terme extrême du métamorphisme qu'on a constaté jusqu'à présent dans ces schistes.

On voit donc que dans cet anticlinal houiller le métamorphisme va en augmentant quand on s'approche de la racine complètement métamorphisée et que, par contre, il diminue dans la direction de la tête anticlinale.

Si, par contre, nous examinons le synclinal triaso-jurassique qui s'appuie sur le flanc E. du Mont Chemin et du Mont Catogne, *nous constatons que ce sont les Schistes lustrés du Trias supérieur qui sont métamorphisés d'une façon intense, tandis que*

Digitized by Google

le phénomène va en décroissant dans les terrains plus récents du Jurassique inférieur moyen et supérieur, c'est-à-dire en s'éloignant de la charnière synclinale.

Nous constatons donc :

a. *Que la cause du métamorphisme siégeait en profondeur*, ce qui est généralement admis ;

b. *Que la répartition du métamorphisme est fonction du plissement* ;

c. *Que cette cause agissait encore pendant le plissement*, contrairement à ce qu'on admettait jusqu'à aujourd'hui.

Digitized by Google

QUATRIÈME PARTIE

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES ET CONCLUSIONS

1. — Conglomérats antéhouiller, houiller et posthouiller.

Aux conclusions (1) que j'ai tirées de l'étude pétrographique des roches, des constatations faites sur le terrain, et des rapports de ces roches avec les phénomènes tectoniques peuvent être faites plusieurs objections.

L'une des principales est la présence de conglomérats contenant des galets appartenant à toutes les roches cristallines connues dans la zone du Mont Blanc et dans le voisinage de ces conglomérats; ces conglomérats sont d'âges divers, antéhouiller, houiller et posthouiller.

Les conglomérats antéhouiller et houiller ont fait l'objet des travaux de MM. L. Duparc et E. Ritter [57-58], de M. Golliez [62] et de M. P. Termier [64]. Ils ont conclu de leurs études *que le massif cristallin qui sert de soubassement aux synclinaux houillers, a dû être émergé, ayant la même constitution lithologique qu'il nous présente à l'heure actuelle*, et que c'est la dénudation de ces roches qui a fourni les éléments du conglomérat tels que nous les trouvons maintenant.

Ces conclusions ne me paraissent pas fondées.

(1) Ces conclusions ont été résumées dans une note aux *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* du 10 avril 1905.

Digitized by Google

1. — Conglomérat antéhouiller.

M. Golliez [62] a découvert, interstratifiés dans une zone de micaschistes et cornes vertes, les conglomérats antéhouillers à gros cailloux du soubassement de la Dent de Morcles. D'autres ont été décrits par M. P. Termier [64] dans les Grandes-Rousses et le massif du Pelvoux.

Or il est évident que ces conglomérats ont dû subir un métamorphisme tel, qu'on ne peut plus rien dire sur la constitution originelle de la roche constituante. En tous cas il n'est pas possible d'affirmer que les roches plus anciennes auxquelles ces éléments sont empruntés aient déjà été métamorphisées au moment de la formation du poudingue.

2. — Conglomérat houiller.

M. Venance Payot a découvert sur la rive droite de l'Arve un conglomérat houiller comprenant de nombreux fragments de protogine et de micaschistes granulitiques [40]. Je ne le connais que par la mention qu'en a faite M. Michel Lévy. Mais je n'ai pas le moindre doute que le raisonnement fait pour les conglomérats de Vallorsine ne leur soit applicable.

Les conglomérats houillers de Vallorsine et autres se trouvent au-dessus des schistes chloritisés et cornes vertes. Ils ont été décrits très minutieusement et très consciencieusement par MM. L. Duparc et E. Ritter [58]. Ces savants y ont trouvé en galets toutes les roches cristallines qui s'observent en place dans les anticlinaux entre lesquels se trouvent les formations carbonifères. Leurs conclusions sont celles que j'ai indiquées plus haut. Il en résulte que le granite de la zone du Mont Blanc est, dans cette hypothèse, forcément antéhouiller.

Mais il y a lieu d'examiner les choses de plus près.

M. Renevier s'était étonné [41] à bon droit que parmi ces éléments du conglomérat ni lui ni aucun des nombreux géologues alpins n'aient trouvé des débris de roches calcaires ou autres. Certains auteurs expliqueraient cette constatation étrange en admettant que le massif ancien alors émergé ne supportait pas de

Digitized by Google

couches calcaires. Cette explication me paraît tellement invraisemblable qu'il n'y a pas lieu d'y insister.

D'autre part, MM. Duparc et E. Ritter [58] ont constaté la subordination et la rareté des *roches détritiques* vis-à-vis des roches cristallines dans ces conglomérats.

De plus, les roches éruptives à deux temps de consolidation ainsi que les débris de roches volcaniques semblent manquer.

On n'a jamais non plus signalé dans ces conglomérats la présence de minéraux roulés, arrondis, émoussés par le transport.

Les galets, avant leur enfouissement auraient dû être attaqués par les agents atmosphériques. Or, ils paraissent tout à fait frais.

De plus, il ressort des études des auteurs précités que la pâte même du conglomérat est cristalline.

Cette constatation de la cristallinité de la pâte du poudingue prouve à elle seule que les galets eux-mêmes ont subi une transformation telle qu'ils ne ressemblent plus à la roche à laquelle ils ont été empruntés.

En effet, la pâte ne peut pas avoir acquis sa cristallinité sans qu'il y ait eu apport, transformation, *métamorphisme*, et ce métamorphisme qui a agi sur la pâte n'a pas pu ne pas agir sur les galets qu'elle entoure.

Enfin, d'après les recherches de MM. L. Duparc et E. Ritter, ce n'est pas seulement le terrain sous-jacent (cornes vertes, etc.), qui est métamorphique, mais encore des terrains houillers superposés et jusqu'aux quartzites triasiques, que ces auteurs ont étudiés microscopiquement. Les quartzites eux-mêmes ont une pâte cristalline imprégnée de minéraux métamorphiques. Des constatations du même genre relatives au métamorphisme des assises houillères et triasiques sont faites par M. Termier pour le Massif de la Vannoise et le Massif des Grandes-Rousses [64].

Absence de roches calcaires, très faible proportion de roches détritiques, absence de roches éruptives, de minéraux roulés, caractères de fraîcheur des roches constituant les galets, cristallinité de la pâte, métamorphisme des terrains sous-jacents et superposés, tels sont les principaux faits que nous retiendrons à l'appui de notre thèse.

Digitized by Google

En résumé : Depuis leur dépôt, antérieur au Carbonifère moyen, jusqu'à leur dénudation à l'époque actuelle, les galets contenus dans les conglomérats houillers ne peuvent pas avoir échappé au métamorphisme intense qui a affecté les sédiments sous-jacents transformés complètement en cornéennes, la propre pâte des conglomérats et les assises superposées.

On ne peut donc pas considérer ces galets comme représentant, dans leur état primitif, les roches cristallines que l'on retrouve enplace dans les anticlinaux cristallins entre lesquels se trouve le Carbonifère.

Par suite, on ne peut pas en conclure que ces roches cristallines des anticlinaux cristallins aient été en place avant le Houiller.

Seulement, le fait que ces conglomérats ont subi un métamorphisme intense ne doit pas nous faire perdre de vue que les galets qu'ils contiennent représentent tous les types que l'on retrouve dans les anticlinaux intermédiaires.

On est amené ainsi à conclure que les roches actuellement cristallines constituant ces anticlinaux ont dû subir un métamorphisme tout à fait analogue à celui qui a agi sur les éléments du conglomérat.

Une de ces causes, et non la moins énergique est, comme nous l'avons vu, contemporaine du plissement, c'est-à-dire postoligocène; nous verrons plus loin à quelle cause nous devons l'attribuer.

3. — Conglomérat posthouiller.

Le conglomérat de l'Amône, dans le Val Ferret suisse, a été étudié par MM. Duparc et Pearce. Il a été rapporté par eux à l'Infralias par analogie avec les grès singuliers du Bonhomme.

On s'est appuyé également sur sa constitution pour conclure que le granite du Mont Blanc était antérieur à l'Infralias et existait avant cette époque avec le faciès lithologique que nous lui connaissons aujourd'hui. La pâte de ce conglomérat ne semblerait pas cristalline. Elle contient des grains arrondis non seulement de quartz, mais aussi d'un feldspath.

La présence de ces cristaux roulés de feldspath démontre d'une façon indiscutable l'existence, avant cette époque, d'une roche

Digitized by Google

cristalline qui a été démantelée (1). Mais nous ne savons rien sur son emplacement, ni sur sa constitution lithologique primitive.

Deux des arguments sur lesquels nous nous sommes appuyé précédemment nous font donc défaut. *Mais il reste ce fait que ces conglomérats, qui reposent immédiatement sur des porphyres, se trouvent sous une épaisseur énorme de terrains métamorphisés.*

Ce dépôt « mince et sporadique » ne peut pas avoir échappé à l'action métamorphique qui a agi sur les terrains qui l'entourent.

Dès lors, il n'est plus possible de démontrer que les galets du poudingue proviennent forcément des rochers contre lesquels ils reposent, ni que ces rochers aient possédé, dès l'époque infraliasique, la composition qu'ils ont actuellement.

Un raisonnement analogue pourrait s'appliquer à d'autres conglomérats alpins.

2. — Le granite de la partie centrale des Alpes est oligocène et post-oligocène.

J'ai établi précédemment les faits suivants :

I. — La cause prépondérante du métamorphisme était localisée en profondeur.

II. — La répartition du métamorphisme est en relation avec les phénomènes tectoniques de la région, elle est fonction du grand plissement du géosynclinal alpin (2).

III. — Contrairement à ce qu'on admettait d'une façon générale jusqu'à présent, la force transformatrice *quelle qu'en soit la cause* travaillait encore pendant le plissement.

Je tiens tout d'abord à attirer l'attention sur ce fait que ma

(1) Je n'ai d'ailleurs jamais mis en doute, même dans le cas des conglomérats houillers, la possibilité de l'existence de roches critallines anciennes ; j'ai fait seulement les mêmes réserves qu'ici.

(2) Seuls les plissement sont pu éloigner les têtes anticlinales des régions transformatrices et y amener les charnières synclinales, constituées par les terrains les plus récents.

Digitized by Google

conception diffère tout à fait du phénomène connu sous le nom de dynamométamorphisme.

En effet, le dynamométamorphisme transformerait les couches par action de plissement, tandis que je suis amené à penser que la force transformatrice existerait déjà avant le plissement et continuerait pendant ce phénomène qui stimulerait seulement son action.

Je vais essayer d'établir que le phénomène est dû soit à ce *métamorphisme régional* provoqué par la circulation des eaux minéralisées au fond du géosynclinal et par l'ascension des colonnes filtrantes de gaz minéralisateurs, soit aussi et en majeure partie, à un *métamorphisme de contact*, directement attribuable à l'action de la roche éruptive sous-jacente, non encore consolidée.

A cet effet, il ne faut pas s'adresser aux racines des anticlinaux qui se trouvent dans les régions profondes où le métamorphisme de contact et le métamorphisme régional se confondent, il faut étudier ce qui se passe dans les terrains plus récents, où le contraste des deux formes de métamorphisme est bien accentué. Et ce n'est qu'à la suite de plissements les ayant amenés à proximité des agents métamorphiques que ces terrains ont été transformés.

Ainsi la bande des Schistes de Casanna est une région de racines anticlinales. Nous y constatons un fait important, qui est l'absence complète de roches massives dans les gneiss et micaschistes [102]. M. P. Termier a encore tout récemment attiré l'attention du Congrès de Vienne sur ce sujet.

Les Schistes lustrés du Val Ferret et du Massif de la Pierre à Voir occupent, au contraire, une région de charnière synclinale. Malheureusement leur situation dans la chaîne alpine est trop extérieure pour qu'on puisse en tirer d'autres conclusions que celles déjà établies.

C'est plus à l'intérieur, là où les actions métamorphiques ont été beaucoup plus intenses, qu'il faut aller les étudier, et les Schistes lustrés des Grisons et de la zone du Piémont nous fourniront des renseignements précieux à ce sujet.

Nous constatons ainsi sur toute l'étendue des Alpes occidentales des phénomènes de métamorphisme qui ne sont attribuables

Digitized by Google

qu'à l'influence directe de la roche éruptive à l'état encore non consolidé. Pour expliquer leur existence on a d'ailleurs unanimement invoqué des venues magmatiques.

Mais on les a considérés comme localisés à certains endroits et à certaines époques, tandis que j'estime que les venues magmatiques sont dans cette région un phénomène général et normal.

La Feuille XXII de la Carte géologique suisse par Gerlach nous montre par exemple que les amphibolites, les pyroxénites, les serpentines et les gabbros, apparaissent toujours dans les synclinaux des Schistes lustrés.

J'ai pu d'ailleurs m'en convaincre personnellement sur le terrain pour le synclinal des Aiguilles Rouges (3,650 mètres) (à l'E. de la vallée des Dix).

J'ai constaté que les amphibolites reposent sur ce point en succession normale sur les Schistes lustrés triaso-liasiques.

Ces roches basiques ne sont pas dues à l'intrusion d'une roche éruptive quelconque ou à l'action de colonnes filtrantes faisant tache d'huile à des endroits propices. Elles sont interstratifiées au milieu des roches sédimentaires et formées à leurs dépens dans les synclinaux.

On doit donc considérer leur présence comme un phénomène d'ordre général, et non *plus comme des accidents locaux s'étant produits à des époques différentes*, ainsi qu'on l'a supposé jusqu'à présent; *c'est un phénomène qui s'est produit lors du grand plissement alpin.*

Pour expliquer la présence de ces roches basiques on a toujours, comme je viens de le dire, invoqué l'influence directe de la roche éruptive à l'état encore non consolidé. La différence essentielle entre mon interprétation et celle de mes prédécesseurs réside surtout dans le fait que j'ai pu établir la loi d'après laquelle cette roche éruptive a agi, c'est-à-dire *que cette influence transformatrice n'avait pas cessé son action avant le plissement, mais qu'elle agissait encore d'une façon générale pendant la période du grand plissement alpin.*

Digitized by Google

Une autre preuve peut être tirée des travaux de M. Steinmann [68] sur l'âge des schistes des Grisons. MM. A. Heim et C. Schmidt avaient trouvé des fossiles sur les bords des Bündnerschiefer et avaient été amenés à leur attribuer un âge liasique. Or ces dépôts du Jurassique ont subi à plusieurs endroits un métamorphisme de contact assez intense pour que M. C. Schmidt ait pu en conclure [44] *que la présence de granites post-jurassiques dans nos Alpes n'est, en principe, pas une impossibilité* (p. 72).

M. Steinmann s'élève contre l'attribution d'un âge liaso-jurassique aux schistes des Grisons. Il admet que dans une région aussi plissée et replissée, il peut y avoir eu mélange de couches d'âges différents sur les bords d'une bande et conclut que c'est le centre qui indiquera plus exactement l'âge. Or la partie centrale est occupée par du Flysch qui, vers l'W., c'est-à-dire vers l'intérieur de la chaîne devient de plus en plus cristallin jusqu'à être absolument méconnaissable. M. Steinmann en conclut l'âge oligocène de tout le dépôt.

Nous sommes en droit de prétendre que ce Flysch a été transformé par la même cause qui a provoqué le métamorphisme de contact incontestable des couches liaso-jurassiques.

Cette constatation de M. Steinmann (1) me semble constituer une preuve de plus, et parmi les plus concluantes, en faveur de ma manière de voir.

La roche éruptive du soubassement du géosynclinal alpin a donc du être dans un état encore non consolidé à l'époque du grand plissement alpin.

Sa mise en place, *seul critérium qui décide de l'âge d'une roche éruptive,* a donc dû avoir lieu à la fin de l'époque précitée et même après.

Il ressort des études si remarquables de MM. Marcel Bertrand et E. Ritter sur les plis du Mont Joly, ainsi que des travaux de

(1) M. Diener [68] avait déjà constaté le Flysch dans ces mêmes schistes des Grisons (Faulhorn Kette). Mais c'est M. Steinmann qui, le premier l'a suivi et qui a constaté qu'il devenait graduellement tellement cristallin que toutes traces d'organismes étaient bientôt effacées.

Digitized by Google

différents autres auteurs, que la roche éruptive de la 1re zone alpine (Lory) a pris part quelquefois au plissement alpin.

Or, cette roche située sur les bords du géosynclinal alpin a dû être moins susceptible de se plier que la roche éruptive du soubassement du géosynclinal située plus vers l'intérieur. Il semble donc logique d'admettre que cette dernière roche a aussi pris part au plissement alpin.

3. — Les Klippes.

Si nous admettons que le granite des Alpes est oligocène et qu'il a pris part au plissement, nous devons trouver des représentants de cette roche dans les têtes anticlinales des nappes ayant leurs racines plus à l'intérieur de la chaîne alpine.

Il est évident, qu'étant donnée sa grande plasticité, la roche éruptive ne sera que peu représentée et même d'une façon discontinue dans les parties moyennes des anticlinaux, parties où toutes les assises participant au plissement sont déjà étirées et amincies à l'excès.

Par contre, dans les têtes anticlinales elles-mêmes, nous devrons trouver des témoins plus ou moins volumineux de la roche éruptive. Il nous faudra donc, pour les rencontrer, franchir les Hautes Alpes calcaires et chercher sur les bords extérieurs de la chaîne alpine.

Et en effet, le bord externe des Alpes occidentales et orientales nous offre l'imposante rangée de « blocs exotiques » cristallins des Klippes.

Il appert, sans aucun doute, des minutieuses études de M. H. Schardt et des résultats qu'il en a publiés en 1893, en 1898 [82] et en 1900 [89], et des découvertes de MM. Lugeon et Golliez en 1896 [74], que ces « Klippes » ne sont autres que les restes de nappes charriées du S., de l'intérieur des Alpes.

MM. H. Schardt et Maurice Lugeon considèrent les parties cristallines des Klippes et les blocs exotiques qu'on trouve à l'extérieur de la chaîne, comme arrachés en profondeur à un substratum cristallin, pendant le phénomène de plissement. M. E. Suess est du même avis. D'autre part, M. H. Schardt explique la pré-

Digitized by Google

sence des petits éléments cristallins dans le Flysch de l'extérieur de la chaîne, par des éboulements de falaises cristallines dans la mer du Flysch.

On a encore pensé que ces roches cristallines [112] (1) étaient les pointements d'un massif granitique sous-jacent autour desquels la sédimentation s'était effectuée, depuis le Lias, le Trias, le Houiller même, jusqu'au Flysch.

D'autres auteurs ont affirmé que ces blocs étaient placés au sommet d'une écaille et n'avaient pas de racines ; d'autres, enfin, ont supposé qu'ils reposaient directement sur le Flysch.

Si l'on admet que ces blocs cristallins représentent la roche éruptive des Alpes ayant pris part au plissement au même titre que les assises nettement sédimentaires, toutes ces divergences de vue s'expliquent.

En effet, dans le cas des « îlots enracinés », l'érosion n'a entamé la tête anticlinale que jusqu'au noyau. Le Flysch qui le recouvre et l'enveloppe étant identique à celui qui passe au-dessous, se confond avec ce dernier et fait que l'on ne constate qu'une succession d'apparence normale de haut en bas.

De même lorsque tout le flanc normal de la tête de l'anticlinal a été érodé jusqu'au noyau où plus complètement encore, le repos anormal devient évident et on voit une écaille surmontée d'une roche éruptive reposer sur le Flysch ; on voit même souvent, si l'érosion s'est prolongée, cette roche flotter sur le Flysch.

Ces roches cristallines si constamment dispersées sur les bords de la chaîne alpine paraissent donc être les représentants de la roche éruptive de l'intérieur de la chaîne.

Le fait est indiscutable pour celles qui sont formées de protogine ; il est bien probable pour les autres.

C'est ainsi, qu'entre autres, M. Michel Lévy, dans son étude sur le pointement des roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais, des Gets aux Fenils [46], décrit cinq

(1) Voir aussi : B. Studer. Beitrage zu einer monographie der Molasse. Berne, 1825.—T. Rittener. Les pointements cristallins dans la zone du Flysch. *Bull. soc. Vaud Sc. nat.*, t. XXVIII, p. 180-184. — Ch. Sarasin. De l'origine des roches exotiques du Flysch *Arch. sc. phys. et nat.*, t. XXXI, p. 570-603 et t. XXXII, p. 67-101.

Digitized by Google

types de roches éruptives : un granit pegmatoïde analogue à la protogine, une serpentine, des diabases et des gabbros, des porphyrites à structure ophitique (éléments du second temps), et enfin des porphyrites presque exclusivement feldspathiques à *structure microlithique arborisée.*

L'éminent professeur n'hésite pas à conclure à l'identité de la roche de Davos avec celle des Fenils et *en général avec toutes les porphyrites arborisées des environs des Gets.*

Il apparaît donc bien que c'est le granite du centre des Alpes que nous retrouvons sur le bord externe.

M. Michel Lévy ajoute encore que ces roches cristallines sont en contact et entourées par des brèches et des schistes rouges « dont les affinités sont avec les grès et les schistes rouges du Trias et du Houiller ou de la base du Trias » (*loco citato*, p. 435).

Enfin, les discordances signalées par certains auteurs entre le Flysch et ces schistes et brèches ne semblent pas exister, *pas plus*, — dit M. Michel Lévy, — *qu'une lacune formée par l'absence du Lias et du Jurassique, qu'on a voulu établir ici dans la succession des couches même* (*loco citato*, p. 435).

4. — La roche éruptive des massifs hercyniens de la 1re zone alpine (de Lory)

Au début de toute explication des phénomènes orogéniques, il est bon de se reporter à la conception du géosynclinal émise par James Hall, modifiée par Dana.

Si, sur la coupe d'un tel géosynclinal (fig. 7), nous traçons un système de lignes isogéothermiques, conformément aux connaissances acquises par les sondages, nous verrons ces lignes se rapprocher les unes des autres à mesure qu'on s'approchera du fond du géosynclinal.

Il est logique de penser que, le ramollissement des couches et du soubassement étant pour partie fonction de la chaleur, la faculté de se plier de ces mêmes couches augmentera vers l'axe du synclinal.

L'épaisseur de la couche terrestre tout à fait rigide, superposée

Digitized by Google

à la partie devenue plus ou moins pâteuse sous l'action de la chaleur augmentera certainement en allant de l'axe du géosynclinal vers les bords.

Les sédiments les plus supérieurs déposés dans le géosynclinal étant plus ou moins consolidés et soumis à une pression relativement faible (pression proportionnelle à la profondeur de la mer) offriront peu de résistance au plissement. Ils seront dès le début, brisés, broyés et concassés (le Flysch semble en être un bel exemple). Il résultera de ces considérations qu'en cas de plisse-

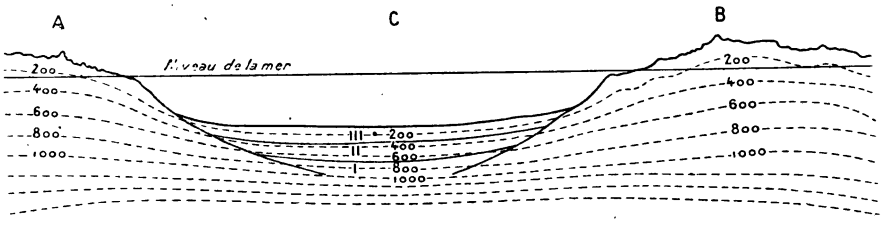


Fig. 7. — Coupe du géosynclinal théorique. — Les lignes pointillées sont les isogéothermes, avec la température indiquée en degrés. — I. Dépôts primaires; II. Secondaire; III. Tertiaire.

ment, l'axe du géosynclinal se plissera plus énergiquement, et que les effets du plissement iront en s'atténuant de plus en plus vers les bords jusqu'à disparaître complètement pour être remplacés par des cassures et des failles (M. Marcel Bertrand : Chaîne du Jura).

C'est ainsi que, dans les Alpes Occidentales, nous constatons le ridement de l'avant-pays d'une part, et de l'autre le déferlement des grands plis couchés à racines plus internes, sur ceux à racines plus externes. M. Lugeon a le premier attiré l'attention sur ce phénomène remarquable [95].

Une autre conséquence découlant de ces observations est que le soubassement originel du géosynclinal sera, avant les couches sédimentaires qu'il supporte, soumis à l'action des agents métamorphiques, et arrivera avant elles dans la région où aucune roche ne peut exister à l'état solide.

Donc, là où nous trouvons les terrains sédimentaires superposés au soubassement originel métamorphisé, il est cer-

Digitized by Google

tain que ce soubassement originel a subi une action métamorphique plus énergique. Nous ne pouvons donc plus retrouver les roches de ce soubassement dans leur état originel, que vers et au delà des bords du géosynclinal, en ces points plus éloignés de la zone où le substratum originel n'a pas subi une transformation.

M. Golliez [62] a le premier signalé sous la Dent de Morcles un ensemble de terrains déjà plissé avant le dépôt du Carbonifère moyen et des sédiments plus anciens, complètement métamorphiques (terrain originel), renfermant un conglomérat. Il en conclut que ces terrains ont dû être émergés avec le même faciès lithologique [62] avant le Carbonifère moyen.

Or, ces terrains anciens (Antécarbonifère en discordance sous le Précarbonifère alpin), sont directement surmontés (en discordance angulaire), par des schistes complètement métamorphisés (renfermant un conglomérat devenu cristallin) *passant graduellement et insensiblement* au Houiller indiscutable.

M. Golliez admet lui-même que ces schistes antéhouillers alpins sont des sédiments métamorphisés. Les terrains sédimentaires ou autres qui leur sont inférieurs ont donc dû subir un métamorphisme beaucoup plus intense.

Un terrain sédimentaire ainsi placé a donc naturellement perdu toute individualité ; il est devenu méconnaissable et entièrement cristallin, puisque les assises supérieures le sont devenues elles-mêmes.

Rien ne peut, par suite, permettre de supposer que ces terrains étaient déjà à l'état cristallin avant la formation du conglomérat; au contraire, le fait qu'ils ne sont en définitive qu'imparfaitement digérés, me permet de les considérer comme un dépôt sédimentaire si puissant que l'action du métamorphisme n'a pu être complète.

Cette action a dû s'exercer au fond du géosynclinal alpin depuis l'enfouissement de ces dépôts avant le Carbonifère et jusqu'au grand plissement alpin au moins : il est probable que de l'Oligocène à l'époque de leur dénudation, cette action a persisté.

Pendant la période du plissement, l'action transformatrice

Digitized by Google

agissant sur les terrains supérieurs a donc dû être plus intense encore sur le soubassement ancien.

Ce raisonnement est applicable à toutes les parties de la zone des massifs hercyniens (1re zone alpine de Lory) que nous trouvons sur le bord externe des Alpes occidentales et que nous voyons encore recouverte par des couches également métamorphiques.

Quant aux anticlinaux cristallins intermédiaires qui auraient fourni les matériaux des conglomérats, nous avons déjà traité cette question dans un paragraphe précédent.

Je ne discute pas cependant qu'il ne puisse y avoir eu quelque part un massif émergé (1) dès les temps antéhouillers. Les conglomérats semblent le prouver d'une manière concluante.

Mais, ce massif était formé par des roches d'origine variée, comme de nos jours, et toutes ces roches de la partie submergée constituant le soubassement du géosynclinal ont été plus ou moins transformées dans les temps géologiques et certainement pendant le plissement.

Cette transformation, ai-je dit, est allée en diminuant de la partie la plus interne vers le bord externe, et c'est pour cela que nous trouvons vers l'intérieur de la protogine, par exemple, et plus à l'extérieur, des roches cristallines affines de celles du Vorland (Massif Central, Forêt-Noire, Bohême).

En enseignant la répartition du métamorphisme on a toujours admis que son action transformatrice était épuisée au moment du plissement de la chaîne montagneuse.

Je pense avoir démontré que le métamorphisme agissait encore *pendant* le plissement.

Pour expliquer la répartition du métamorphisme dans l'ancienne conception, on admettait que certains terrains étaient épargnés *au milieu* d'autres complètement transformés, et on acceptait l'hypothèse conçue et exprimée par M. Pierre Termier dans sa brillante conférence de Vienne, savoir :

« Que la cause, quelle qu'elle soit, du métamorphisme

(1) Peut-être même sous forme d'îlots dans le géosynclinal alpin quoique l'emplacement de ces îlots ne soit pas encore déterminé.

Digitized by Google

régional, s'est étendue, dans le sens horizontal, à des distances de l'axe du géosynclinal qui sont très variables suivant les étages. Dans les divers terrains, tous concordants et encore sensiblement horizontaux, qui étaient soumis à son action, le métamorphisme régional a fait *tache d'huile :* mais la tache d'huile s'est étalée très différemment aux divers niveaux ». Et avec l'éminent professeur on était forcé de dire : « Je crains bien que ce fait ne soit, de tous, un des plus difficiles à expliquer (1) ».

Par contre, si j'ai pu faire admettre que le métamorphisme agissait encore *pendant* le plissement, et que sa répartition était en relation directe et inséparable avec les mouvements orogéniques, tout s'explique rationnellement et normalement (2).

C'est alors qu'on comprend pourquoi certaines parties des assises houillères sont restées intactes ou presque intactes, tandis que les assises stratigraphiquement au-dessus d'elles devenaient des micaschistes; pourquoi des calcaires du Trias demeuraient inaltérés tandis que les couches qui leur servaient de mur et celles qui leur servaient de toit se transformaient d'une façon complète.

En effet, même ceux qui n'admettent pas encore *dans toute sa rigueur* la théorie de M. Michel Lévy (3), c'est-à-dire non seulement la transformation graduelle en profondeur des sédiments en schistes cristallins, en gneiss devenant de plus en plus granitoïdes, mais enfin ultimement, par l'ascension du magma profond, peut-être même en granite avec action endomorphe sur le magma, doivent rationnellement admettre que l'influence métamorphique régionale et celle du magma profond vont en augmentant de haut

(1) Voir aussi « Les Montagnes entre Briançon et Vallouise » [65], du même auteur, p. 20, où M. Termier dit : « Le métamorphisme régional de ces dépôts est, sans doute, *antérieur au plissement définitif*, et sa cause déterminante semble avoir été l'exagération de la surcharge sédimentaire, ce que j'ai appelé autrefois le « recuit des sédiments en profondeur ».

(2) Pour les explications des détails, on doit toujours tenir compte de la proximité plus ou moins grande, à cet endroit, du soubassement éruptif et de la proximité plus ou moins grande de l'endroit avec le centre du géosyclinal alpin.

(3) Granite de Flamanville, p. 35. « Si l'on supposait l'érosion suffisamment profonde, on arriverait au niveau où les magmas granitiques ont dû fondre tous les voussoirs de l'écorce terrestre ».

Digitized by Google

en bas, et des bords vers l'axe du géosynclinal, et que ce sera là où on peut s'attendre à une sursaturation du dépôt.

Si maintenant le géosynclinal devient le théâtre de plissements, il est évident que c'est vers l'axe (et vers sa profondeur) que se trouvera la plus grande quantité d'agents métamorphiques disponibles pour transformer encore d'autres terrains.

C'est aussi vers ce même centre qu'augmente, comme nous l'avons vu, la plissabilité de l'appareil, et le bouleversement qui en résulte facilite encore, de plus en plus, en les dégageant, l'action de ces agents transformateurs.

A un éloignement progressif des têtes anticlinales de leurs racines correspond forcément un enfoncement plus profond des charnières synclinales dans la partie métamorphisante, ce qui entraîne le métamorphisme de terrains d'âges de plus en plus récents et une action de plus en plus forte sur ces terrains.

Enfin, nous devons nous attendre à ce que, vers les bords du géosyclinal, la constatation des phénomènes métamorphiques que nous pouvons directement et indubitablement rapporter à l'action de la roche éruptive devienne de moins en moins possible :

a) Par suite de la température moins élevée de la roche éruptive en contact avec les sédiments en question;

b) Par l'éloignement plus grand du magma éruptif à l'état non consolidé;

c) Par l'amortissement graduel de l'intensité du plissement dans cette direction qui a, comme conséquence directe, un bouleversement moindre de la roche éruptive capable de favoriser le dégagement et par là l'action de ces agents transformateurs;

d) Par l'épaisseur de la couche séparatrice entre le magma profond en voie d'ascension et les terrains sédimentaires devenant de plus en plus épais.

De même nous devons nous attendre à ce que, dans le centre du géosynclinal, le magma profond ayant complètement digéré, non seulement la roche du soubassement, mais aussi certains terrains superposants donne lieu à une roche composante différente de celle qu'il engendre sur les bords du géosynclinal.

Digitized by Google

La digestion devient de moins en moins complète dans cette direction, et le métamorphisme endomorphe que subira le magma profond devient de plus en plus grand.

Nous devons donc trouver sur les bords, des roches qui sont typiques de cette zone (comme, par exemple, la protogine) différant à la fois des roches éruptives de la partie centrale et des roches de bordure originelles que l'on retrouve en dehors du géosynclinal.

Plus on se rapprochera des bords, plus certaines roches éruptives présenteront des affinités avec les roches éruptives des massifs qui avaient, à ce point de vue, une constitution identique avec les fragments des bords mis à nu par la dénudation ultérieure.

L'étude pétrographique des roches et les conclusions qui en découlent, vérifiées par les constatations faites sur le terrain, nous fournissent encore un autre renseignement, énoncé déjà à différentes reprises dans ce travail.

En effet, puisque nous trouvons, à différents endroits, du Houiller où les fossiles westphaliens sont encore parfaitement reconnaissables, et, les schistes plus anciens même, encore peu métamorphiques, nous devons en conclure rationnellement que le fond du géosynclinal originel n'a subi une transformation intense par le *métamorphisme régional* que jusqu'en dessous du Westphalien (de bas en haut).

Par contre, puisque nous constatons que plus à l'intérieur des Alpes les racines anticlinales ont été complètement transformées et que, dans les synclinaux du grand plissement alpin, le Jurassique, le Flysch même ont été affecté par le métamorphisme contemporain du plissement (1), jusqu'à l'effacement de toutes traces organiques, il me semble rationnel d'attribuer le rôle trans-

(1) C'est le mode de métamorphisme, décrit ci-dessus, attribuable à la roche éruptive, que j'ai appelé *métamorphisme de contact*, réservant la dénomination de *métamorphisme régional* à la transformation des roches sédimentaires et autres qui s'est opérée dans le géosynclinal originel *avant le plissement*, sous l'action des eaux circulantes et des colonnes filtrantes de minéralisateurs se dégageant du magma profond.

Digitized by Google

formateur prépondérant à cette dernière forme de métamorphisme.

En résumé, l'examen pétrographique de diverses roches des Alpes et les constatations sur le terrain, joints à une étude approfondie des cartes géologiques de la Suisse, m'a conduit à constater que, dans les Alpes occidentales et suisses, les parties frontales et médianes des anticlinaux ne présentent que peu ou point de métamorphisme. Au contraire, dans leurs parties profondes, le métamorphisme va en augmentant à mesure qu'on se rapproche de leurs racines.

Par contre, les charnières des synclinaux sont fortement métamorphisées, et la transformation diminue d'intensité à mesure qu'on s'éloigne de ces charnières. Enfin, le phénomène va toujours en s'accentuant quand on marche de l'extérieur vers l'intérieur des Alpes.

Il s'ensuit forcément que la cause à laquelle est dû le métamorphisme agissait encore pendant la période du plissement et que son siège doit être cherché dans les parties profondes du géosynclinal, que seule l'intensité du plissement a pu tenir éloignées des têtes anticlinales en les rapprochant des charnières synclinales.

De plus, en recherchant la cause de ce métamorphisme, j'ai constaté, et les travaux des divers auteurs m'ont confirmé dans cette hypothèse, que, dans quelques-uns des synclinaux, des dépôts d'âge relativement récent sont transformés de telle sorte que l'on ne peut attribuer cette transformation qu'à l'*influence directe de roches éruptives* non encore consolidées (*métamorphisme de contact*). C'est donc à des roches éruptives sous-jacentes qu'il convient d'attribuer cette action.

Comme d'ailleurs *le plissement alpin est d'âge oligocène* et que, dans les synclinaux en question, il y a des sédiments d'âge oligocène qui sont devenus cristallins, il en résulte que ces roches éruptives doivent être considérées comme oligocènes.

Enfin, les manifestations dynamiques étant allées en s'accen-

Digitized by Google

tuant de l'extérieur à l'intérieur de la chaîne, on doit s'attendre à constater, dans cette direction, une augmentation de l'intensité du phénomène, dû aux mouvements de la roche éruptive sursaturée d'agents minéralisateurs, mouvements qui facilitaient la sortie de ces derniers.

Il suit également de là que les représentants non métamorphiques des terrains sédimentaires doivent se rencontrer, dans les nappes de charriage, en compagnie des témoins étirés du noyau éruptif qui a pris part au plissement.

Ces témoins se trouvent, en effet, dans certains *blocs exotiques* des *Klippes*, lesquels, comme on sait, sont de la même nature que le granite des Alpes.

Je suis ainsi conduit à regarder le granite des Alpes occidentales comme étant d'âge oligocène. J'y vois une explication rationnelle du mode d'accentuation du métamorphisme alpin, question qui, soulevée en 1903, comme l'une des plus importantes, au Congrès géologique de Vienne, y était restée sans solution, aussi bien que celle de l'origine des blocs exotiques cristallins.

Pendant l'impression de ce travail, deux notes consécutives de MM. M. Lugeon et E. Argand, dans les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (15 et 29 mai 1905), me parviennent.

Dans ces notes, les auteurs établissent la présence de sept nappes de charriage dans la zone du Piémont-Mont Rose. En étudiant l'emplacement de ces nappes, nous constatons, comme il était à prévoir d'après ce qui précède, que *les roches basiques* (amphibolites, pyroxénolites, diorites, serpentines à olivine) *formées aux dépens des terrains plus récents* (post-triasiques) *par l'influence directe de la roche éruptive sont localisées dans les synclinaux des grands plis couchés.*

Digitized by Google

Digitized by Google

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 7
HISTORIQUE 9
BIBLIOGRAPHIE 11
APERÇU GÉOGRAPHIQUE 23
TABLEAU STRATIGRAPHIQUE SOMMAIRE DE LA RÉGION 32

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie 35
Précarbonifèrien 35
Anthracolithique 35
Schistes de Casanna 40
Trias inférieur 46
Trias moyen (gypseux) 47
Trias supérieur (Calcaire dolomitique et Cargneules) 52
Schistes lustrés (Trias supérieur. — Lias inférieur et série pouvant remonter jusqu'au Jurassique moyen) 54
Lias inférieur calcaire (Sinémurien) 64
Lias moyen (schisteux) 64
Lias supérieur (calcaire) 65
Lias supérieur et Jurassique moyen (schisteux) 66
Jurassique supérieur 68

DEUXIÈME PARTIE

Tectonique 71
Généralités 71
1° Région des massifs hercyniens 75

Digitized by Google

2° Partie centrale 75
3° Partie orientale 87
Relations entre les plis du Massif de la Pierre à Voir et les grandes nappes de charriages 92

TROISIÈME PARTIE

Pétrographie 95
1. Description des Roches 95
2. Conclusions relatives aux causes et à la distribution du métamorphisme 108

QUATRIÈME PARTIE

Considérations générales et conclusions 111
1. Conglomérats antéhouiller, houiller et posthouiller 111
2. Le granite de la partie centrale des Alpes est oligocène et post-oligocène 115
3. Les Klippes 119
4. La roche éruptive des massifs hercyniens de la 1re zone alpine de Lory 121

Digitized by Google

LISTE DES PLANCHES

FRONTISPICE. — La Pierre à Voir et le bassin de réception du Merdensom (vue prise du Roc de Vence).

PLANCHE I. — Esquisse géologique du Massif de la Pierre à Voir (Bas-Valais).

II et III. — 6 coupes à travers le Massif de la Pierre à Voir. La direction de chacune de ces coupes est amorcée en marge de la carte de la planche I.

— IV. — 1. Glacier de la Chaux sur les pentes N. du Bec des Roxes.

2. Dent de la Pierre à Voir (vue prise de Saxon-les-Bains).

— V. — 1. Le Roc de Vence (vue prise du versant N. du Mont Catogne).

2. Vallée de la Printze avec le grand et le petit Mont Fort (vue prise des anciennes mines de galène à l'E. du Bella Vaux).

— VI. — 1. Mont Catogne et la Lix Blanche (Jurassique sup.) (vue prise du sud d'Orsières).

2. Les pyramides d'Euseignes (Vallée d'Hérémence). Blocs erratiques perchés.

Digitized by Google

ERRATA

Page 25, ligne 4, *au lieu de* encañon, *lire* : en cañon.
— 53, lignes 4 et 6, *au lieu de* Tour de Bavan, *lire :* Tour de Bavon.
— 63, ligne 1, *au lieu de* (voir *ante* : p. 57), *lire :* (voir *ante* : p. 59).
— 114, ligne 27, *au lieu de* : MM. Duparc et Pearce, *lire :* MM. Duparc et Pearce [79].
— 122, ligne dernière, *au lieu de* métamorphisé, *lire :* métamorphisés.
— 123, lignes 4 et 5, *supprimer :* « en ces points plus éloignés de la zone où le substratum originel n'a pas subi une transformation ».

Planche I : Esquisse géologique du Massif de la Pierre à Voir ; *tenir compte des corrections suivantes :*

Au S. E. de Riddes, une partie de la surface occupée par le TL, est restée coloriée en gris, les contours gravés en noir étant néanmoins exacts. La teinte violacée doit être rétablie comme sur la rive gauche de la Fara.

Un affleurement de Quartzites triasiques Ti traverse le village d'Isérables, allant jusqu'au chiffre *1* de « *1504* ».

Les indices des trois affleurements triasiques situés au S. de Saxon, entre les mots « champ Laurent » et « Bonatry » ont été omis. Ce sont : pour le plus occidental Ts (Cargneules), pour celui du centre T*m* (Gypse), pour l'oriental T*s* (Calcaire dolomitique).

Au S. des *Bains* de Saxon, à l'W. de Saxon, rétablir l'indice omis Ts de l'affleurement de Calcaire dolomitique.

Sous les mots « *La Giète* », l'indice T*m* (Gypse) a été omis, de même que, un peu plus bas, au S. E., celui Ts du Calcaire dolomitique.

La couleur et l'indice Ti du Quartzite triasique situé, au N. N. E. de Verbier, entre le Houiller P et le Gypse T*m*, ont été omis.

Les indices Ts de deux affleurements de Calcaire dolomitique ont été oubliés, au S. S. W. de Levron. Le plus important est situé à la pointe N. E. du Gypse T*m*.

Ce même indice Ts a été omis sur le Calcaire dolomitique affleurant dans la paroi N. W. du bassin de réception du Merdensom, et, sur deux affleurements au N. de la Pierre à Voir (à l'E. du *Tt du Terset*) entre le Houiller P et les Schistes lustrés TL.

La couleur et l'indice Ti manquent sur les Quartzites triasiques situés au S. de la Pierre à Voir, sous le B du mot « Barma ».

Un affleurement de Quartzites triasiques existe, à l'W. de la Pierre à Voir, sous l'M du mot « Maupas ».

Ts a été omis, sur du Calcaire dolomitique à l'E. de La Cajèra (près des sources de la rivière Fara).

Le Calcaire dolomitique Ts supporte deux affleurements de Quartzites triasiques Ti, au N. W. de Haute-Nendaz.

Au N. du mot « Nendaz », rétablir l'indice Ti de l'affleurement de Quartzite triasique.

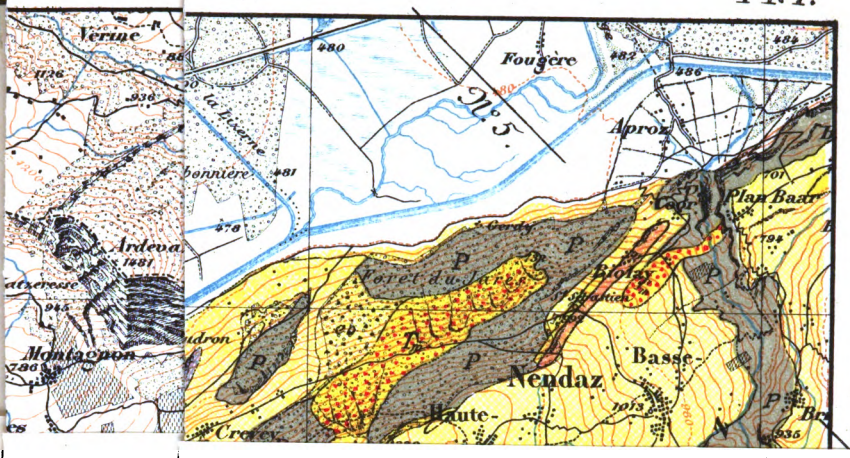
Digitized by Google

SAINT-DENIS
IMPRIMERIE H. BOUILLANT
20, RUE DE PARIS, 20
Succursale à Paris, 28, rue Serpente (Hôtel des Sociétés Savantes).

Digitized by Google

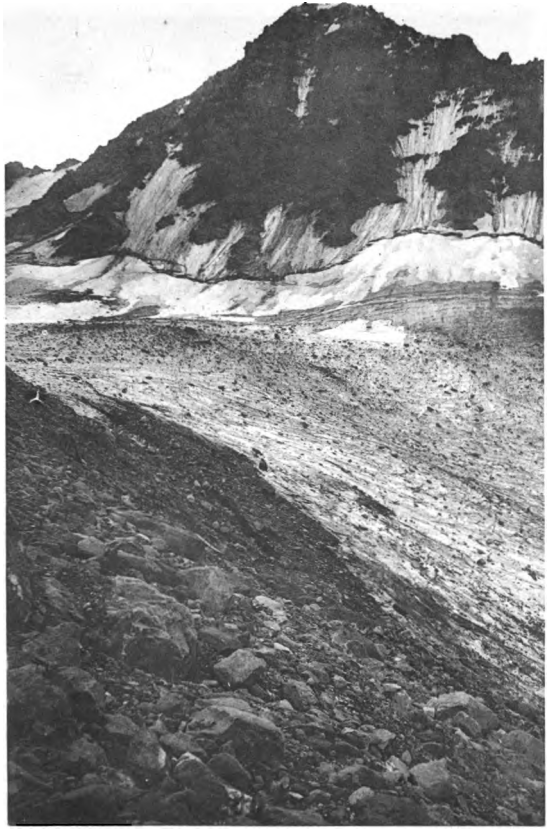
Digitized by Google

Pl. I.



Digitized by Google

Digitized by Google



Clichés Sandberg

Glacier de la Chaux sur les pentes N. du Bec des Roxes (3225 m.)

Phototypie Sohier et Cie

Dent de la Pierre à Voir. Vue prise de Saxon-les-Bains.

Digitized by Google

Digitized by Google

Clichés Sandberg

Le Roc de Vence (Jurassique superieur) Vue prise du versant N. du Mont Catogne.

Phototypie Shoier et Cie

Vallée de la Printze avec le grand et le petit Mont Fort. Vue prise des anciennes mines de galène à l'E. de Bella Vaux.

Digitized by Google

Digitized by Google

Planche VI

Clichés Sandberg

Mont Catogne et la Lix blanche (Jurassique supérieur). Vue prise du S. d'Orsières.

Phototypie Schler et Cie

Les pyramides d'Euseignes (vallée d'Hérémence). Blocs erratiques perchés.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

19.572

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

QE285 .S21
Etudes geologiques sur le massif de
Kummel Library APN0459
3 2044 032 901 027

G.256

Sandberg, C. G. S.
AUTHOR

Etudes geologiques sur le massif
TITLE

de la Pierre a Voir.

DATE DUE	BORROWER'S NAME

DATE DUE

GAYLORD PRINTED IN U.S.A.

Digitized by Google

Digitized by Google